ANNIK MOIGN

Brest

STRANDFLATS IMMERGES ET EMERGES

DU SPITSBERG CENTRAL ET NORD-OCCIDENTAL

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
— LE 15 JUIN 1973 —

SERVICE DE REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
- 1974 -

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545813_0003

ANNIK MOIGN

STRANDFLATS IMMERGES ET EMERGES DU SPITSBERG CENTRAL ET NORD-OCCIDENTAL

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
— LE 15 JUIN 1973 —

SERVICE DE REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
- 1974 -

REMERCIEMENTS

Ma profonde et durable reconnaissance s'adresse à mes maîtres qui ont toujours su me conseiller. Sans leur enseignement, sans leur aide précieuse, cette thèse n'aurait jamais été entreprise ni menée à son terme.

Monsieur le Professeur André GUILCHER a suivi avec un intérêt inlassable la progression de ce travail. Ce fut pour moi une chance inestimable de bénéficier de sa vaste expérience dans le domaine de la géomorphologie littorale et sous-marine. Sur le terrain, comme au cours de nombreuses discussions, sa direction attentive m'a toujours soutenue, aidée, encouragée. Je suis heureuse de pouvoir lui exprimer toute ma gratitude.

Je dois à mon maître, Monsieur le Professeur André MEYNIER, mon éveil à la géographie. J'espère avoir su restituer, au-delà des thèmes de recherche spécialisée, l'image synthétique du paysage géographique telle qu'il l'enseignait. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de mes sentiments reconnaissants.

Monsieur le Professeur RUELLAN m'a initiée à la photo-interprétation et à la sédimentologie. Je le remercie pour son accueil toujours bienveillant au laboratoire de Dinard.

Mes remerciements s'adressent à Madame le Doyen SAUNIER-SEITE qui, par son esprit d'entreprise et son enthousiasme communicatif, fut à l'origine de mon premier voyage au Spitsberg.

Il m'est très agréable d'exprimer ma reconnaissance à Monsieur le Professeur Charles-Pierre PEGUY pour l'aide amicale qu'il m'a toujours apportée. Il sait que les moments durs et heureux que nous avons passés au Spitsberg nous ont fait "Svalbardsyk" à jamais.

C'est avec une douloureuse émotion que j'évoque le souvenir de Jean CORBEL, Directeur de la RCP 42 et de Marcelle VINCENT, tous deux tragiquement disparus.

Les sorties sur le terrain en compagnie des Professeurs GABERT, MASSEPORT, RAYNAL, furent pour moi des plus fructueuses. Qu'ils en soient remerciés ainsi que ceux que j'ai eu le plaisir de rencontrer à la base française, les Professeurs COQUE, GIGOUT, JOLY, ROUGERIE.

Dans les conditions de vie particulières au Spitsberg, un esprit de camaraderie et d'entr'aide réunit les chercheurs. Que L. BARBAROUX, H. GEOFFRAY, H & R VIVIAN, R. MUXART, trouvent ici l'expression de mes remerciements les plus cordiaux. Je ne saurais oublier R. LAURENT dont la débrouillardise à toute épreuve fut si précieuse.

Entourée par "l'équipe marine", j'ai bénéficié du travail et du soutien d'un groupe d'amis. Pour tous, je pense, les aventures que nous avons vécues resteront des souvenirs inoubliables. Pour moi, sans leur concours dévoué, ce travail eut été impossible. Que J.C. BODERE, J.P. LAGARDERE, G. ARNOUX, Y. JAOUEN, Gustav VAN LISTERBORG soient assurés de mes remerciements les plus cordiaux. P. A. MOULET, notre fidèle coéquipier sur le "Kongsbre", le compagnon de plongée, l'homme utile à tout, sait bien que les liens d'amitiés noués dans ces circonstances ne sont pas de ceux que défait le temps.

Je sais gré à Madame DELIBRIAS d'avoir effectué les datations des échantillons au Carbone 14.

Sans le concours de B. HALLEGOUET, l'étape de la réalisation matérielle eût été interminable. Je lui suis reconnaissante de m'avoir aidée, avec autant de compétence que de dévouement, à l'élaboration des cartes et des figures.

J'exprime enfin ma gratitude aux secrétaires ainsi qu'au personnel des ateliers de reproduction de la Faculté des Lettres et de la Faculté des Sciences qui s'acquittèrent avec zèle de tâches souvent fort ingrates.

Je ne peux pas citer les parents et amis qui, en me déchargeant temporairement de mes devoirs de mère de famille, rendirent possible cette recherche, mais que tous reçoivent ici l'expression de ma reconnaissance.

-=-=-=-=-=-

TABLE DES MATIERES

AVANT - PROPOS 2

INTRODUCTION : Conditions et Méthodes de recherche 7

1 - Recherche littorale et sous-marine au Spitsberg 7

1.1 - Les conditions et les moyens de travail 7

1.1.1 - Le travail à terre 7

1.1.2 - Le travail en mer 8

1.1.2.1 - La plongée sous-marine 9

1.1.2.2 - Les dragages 11

1.1.2.3 - Les sondages 12

1.2 - L'inégalité spatiale de la recherche 14

1.2.1 - La Baie du Roi (Kongsfjord), secteur de recherche privilégié 14

1.2.2 - Les zones de recherche à densité satisfaisante 14

1.2.3 - Les zones de recherche plus ponctuelle 20

2 - Les méthodes d'analyse au laboratoire 21

2.1 - Critique du choix des méthodes 21

2.2 - Etude des cailloux et galets 23

2.2.1 - Les galets des cordons 23

2.2.2 - Les cailloux et galets dragués ou recueillis en plongée 25

2.3 - Etude des graviers et des sables 25

2.3.1 - Les diagrammes triangulaires 26

2.3.2 - Les courbes granulométriques 26

2.3.3 - Les principaux indices numériques 26

2.3.4 - L'analyse morphoscopique 29

2.4 - Etude de la fraction fine 30

2.4.1 - Méthode d'analyse par sédimentation 30

2.4.1.1 - La préparation des échantillons 30

2.4.1.2 - L'analyse à la pipette 31
2.4.2 - La diffractométrie des rayons X 31
2.5 - La calcimétrie 32
2.5.1 - La méthode pondérale 33
2.5.2 - La méthode volumétrique 33

1ère Partie : L'ORIGINALITE DU CADRE PHYSIQUE 35

Chapitre I - LE CLIMAT ET LA MER 37

1 - La circulation océanique générale autour du Spitsberg 37
1.1 - Une situation de contact 38
1.1.1 - Contact de deux mers aux caractères hydrologiques très différents 38
1.1.2 - Contraste entre les façades orientales et occidentales 38
1.2 - L'importance du courant Nord Atlantique 39
1.2.1 - Extension du courant Nord Atlantique 39
1.2.2 - Variations du courant Nord Atlantique 40
2 - Les conditions climatiques 40
2.1 - Un climat polaire océanique 40
2.1.1 - Le rythme saisonnier polaire 41
2.1.2 - Des températures stables en été, variables en hiver 41
2.1.3 - Les précipitations sont surtout neigeuses 43
2.2 - Les climats régionaux varient d'Ouest en Est et non pas du Nord au Sud 44
2.2.1 - L'effet de latitude 44
2.2.2 - Les moyennes de température s'abaissent d'Ouest en Est 44
2.2.3 - La diminution des précipitations de l'Ouest vers l'Est 45
2.3 - Les conditions climatiques estivales de la Baie du Roi 46
3 - L'alternance : en été l'océan, en hiver la banquise 50
3.1 - La mer à la côte 50
3.1.1 - Les marées 50
3.1.2 - Les vagues et la houle 51

3.1.3 - Les courants 52
3.2 - La glace de mer 52
3.2.1 - L'état des connaissances actuelles 52
3.2.2 - La répartition générale de la glace de mer 55
3.2.3 - Les variations par rapport à la moyenne 55
3.2.4 - Calcul de la dérive de glace 63

Chapitre II - LE CADRE STRUCTURAL 71

1 - Présentation générale 71
1.1 - Le talus continental, démarcation fixe entre un domaine océanique et un domaine continental 71
1.2 - Le domaine continental 73
2 - Les formations géologiques 74
2.1 - Les formations de l'Hecla Hoek 74
2.1.1 - La description et l'interprétation des roches de l'Hecla Hoek 74
2.1.2 - Dans la zone du Centre-Ouest une grande variété de faciès 75
2.1.3 - Dans le Nord-Ouest, le paysage de granite 77
2.2 - Le domaine sédimentaire 77
2.2.1 - La série permo-carbonifère 77
2.2.2 - Une série tertiaire 78
3 - L'influence de la tectonique 78
3.1 - La phase calédonienne 79
3.2 - Les manifestations cratoniques hercyniennes 79
3.3 - La phase alpine 80
4 - Les hautes surfaces et les accidents tardifs 81
4.1 - Les hautes surfaces d'aplanissement 81
4.2 - Les accidents tardifs de la fin du Tertiaire et du Quaternaire 83
5 - Conclusion 84

Chapitre III - PAYSAGES GLACIAIRES ET ZONE LITTORALE : LEUR INDEPENDANCE 87

1 - Les types de glaciers qui influencent la zone littorale 89
1.1 - Les glaciers à front marin 89

1.1.1 - Les émissaires majeurs 89
1.1.2 - Les émissaires mineurs et les glaciers autonomes 93
1.1.3 - Les glaciers de piémont 94
1.2 - Les glaciers à front continental 94
1.2.1 - Les grands émissaires issus des fonna 94
1.2.2 - Les petits glaciers autonomes de type alpin 95
1.2.3 - Les glaciers de piémont 98
2 - Phénomènes de contact entre la mer et la zone proglaciaire 98
2.1 - Moraine terminale précédée d'un sandur 100
2.2 - Moraine frontale, intacte ourlée d'un cordon littoral 100
2.3 - Moraine frontale, éventrée à cordon littoral bien développé 102
2.4 - Moraine ennoyée à cordon littoral atrophié 102
2.5 - Moraine terminale dont il ne reste que des témoins latéraux 102
2.5.1 - Les témoins latéraux sont remaniés par la mer en cordons et en flèches à crochets 104
2.5.2 - Les formes de remaniement marin quasi-inexistantes 107
3 - Quelques exemples de variations de position des fronts glaciaires dans la zone littorale 107
3.1 - Les variations récentes 110
3.1.1 - Le glacier du Roi 111
3.1.2 - Le glacier Comfortless 113
3.1.3 - Le Von Postbre 113
3.1.4 - Le glacier Mayer 115
3.2 - Les variations anciennes 118
3.2.1 - L'exemple du glacier du Roi 119
3.2.2 - L'exemple du Borebre 120
4 - Conclusion 121

2ème Partie : PRESENTATION REGIONALE DES LITTORAUX ET DES STRANDFLATS 123

Chapitre IV - LES ILES DU NORD-OUEST : DANSKÖYA ET AMSTERDAMÖYA 125

1 - Aspect Général 125

1.1 - L'englacement est faible 125
1.2 - Les deux îles sont dissymétriques 125
1.2.1 - Les parties élevées sont de hauts plateaux 125
1.2.2 - En contrebas, une zone mamelonnée 127
2 - Le strandflat émergé et immergé 127
2.1 - La zone émergée 127
2.2 - La zone immergée 128
3 - Le littoral actuel 129
3.1 - La côte rocheuse 129
3.2 - Un trait de côte parmi les blocs 131
3.3 - Les formes d'accumulation 131
3.3.1 - Les plages et flèches de sable 131
3.3.2 - Les cordons de galets 131
3.4 - Les formes d'érosion 132
4 - Conclusion 132

Chapitre V : L'ILE DU PRINCE CHARLES 133

1 - Présentation générale 133
1.1 - Aperçu rapide de l'histoire géologique 135
1.1.1 - L'ensemble de l'Hecla Hoek 135
1.1.2 - Le tertiaire de l'Est 135
1.1.3 - Les effets de la tectonique tertiaire 136
1.2 - Simplicité des grands traits morphologiques 137
1.2.1 - La dorsale montagneuse 137
1.2.2 - Les plateformes bordières 139
2 - Plateformes marines et plages anciennes 144
2.1 - La plateforme rocheuse à écueils de Fuglehuken 144
2.1.1 - A l'ouest un platier rocheux étroit 144
2.1.2 - Au Nord, une plateforme à écueils et cordons de galets 146
2-2 - Aberdeenflya : les ensembles de galets 147
2.2.1 - Le cordon de galets de 15-18 m 147
2.2.2 - La plateforme rocheuse intérieure 148
2.2.3 - Heemskerckneset : un ensemble de sables et de galets 149

2.3 - Fuhrmeisterstranda : une plateforme rocheuse d'érosion littorale 151
2.4 - L'extrémité méridionale 153
2.4.1 - La plateforme rocheuse de Salfjellsletta 153
2.4.2 - La plateforme à dépôts marins d'Anstflya 154
3 - Les principales formes littorales actuelles 155
3.1 - La côte à lagunes et à grands cordons de galets 155
3.1.1 - Les petites lagunes (500 m à 1 km de long) 155
3.1.2 - La lagune Richard 156
3.2 - La côte à falaises 157
3.2.1 - Les falaises rocheuses 157
3.2.2 - Les falaises en matériel meuble 158
4 - Conclusion 158

Chapitre VI : LES REGIONS DU KONGSFJORD ET DU KROSSFJORD 161

1 - Le cadre géologique et géomorphologique 161
1.1 - La structure 161
1.1.1 - Les régions situées à l'Est et au Nord du Kongsfjord et autour du Krossfjord 163
1.1.2 - La péninsule de Brögger 165
1.1.2.1 - Le domaine métamorphique 165
1.1.2.2 - Le domaine sédimentaire 165
1.2 - Le cadre géomorphologique 168
1.2.1 - Les montagnes et les glaciers 168
1.2.2 - Le contact entre la zone montagneuse et la zone bordière 170
1.2.2.1 - Influence des formes d'accumulation glaciaire sur les plaines côtières 170
1.2.2.2 - Contact des grands versants et des plaines bordières 171
2 - Les strandflats épanouis au niveau des caps 173
2.1 - Kvadehuk : des cordons concentriques sur un plan incliné 173
2.1.1 - Le plan incliné 173
2.1.2 - La côte à cordons de lagunes 174
2.1.3 - Les cordons anciens 174
2.1.4 - La terminaison interne du strandflat 177

2.1.4.1 - Le secteur à thermokarst 177
2.1.4.2 - Le haut plateau de Steinflaen 178
2.2 - Le strandflat du Cap Guissez : une plateforme monotone 178
2.2.1 - La plateforme inclinée du Cap 179
2.2.2 - La côte actuelle 179
2.3 - Le strandflat bien développé du Cap Mitra 181
2.3.1 - L'agencement général des plateformes 181
2.3.1.1 - La basse plateforme rocailleuse de l'extrémité du Cap 181
2.3.1.2 - La plateforme rocheuse inclinée à couverture de plage 183
2.3.1.3 - La plateforme à écueils et à barres rocheuses 183
2.3.2 - Les cordons anciens 184
2.3.2.1 - Les trois grands systèmes de Diesetsletta 184
2.3.2.2 - Les niveaux marins de la côte Sud-Est 184
2.3.3 - Les traits de la côte actuelle 185
2.3.3.1 - Les imposants cordons de galets 185
2.3.3.2 - La côte rocheuse du Nord-Ouest 186
2.3.3.3 - La côte élevée du Sud-Est 186
3 - L'extension des strandflats sur les rives des fjords 187
3.1 - Les banquettes de strandflat 187
3.1.1 - Les banquettes de la côte Sud-Ouest du Brögger 187
3.1.1.1 - La banquette unique : Kioerstranda 187
3.1.1.2 - Un escalier de plages soulevées : Leinstranda 188
3.1.2 - La côte Nord-Est du Brögger 190
3.1.2.1 - La simple banquette à couverture de plage 190
3.1.2.2 - Une zone à caractères marins estompés 191
3.1.3 - Les banquettes de la rive orientale du Krossfjord 191
3.1.3.1 - Entre le glacier du 14 juillet et la pointe Fanciulli 193
3.1.3.2 - Entre le glacier Tinayre et le glacier Mayer 193
3.2 - Les secteurs d'interférence entre formes glaciaires et niveaux marins 195
3.2.1 - La presqu'île Tönsneset 195

3.2.1.1 - Le passage du strandflat du cap Guissez à cette presqu'île 195
3.2.1.2 - Le littoral actuel 195
3.2.1.3 - Les niveaux marins soulevés 196
3.2.1.4 - L'interférence entre les phénomènes littoraux et glaciaires 197
3.2.2 - Niveaux marins et moraine gauche du glacier du 14 juillet 197
3.2.3 - La pointe Fanciulli 198
3.3 - Effacement des caractères marins sous les influences périglaciaires ou fluvio-glaciaires 199
3.3.1 - Autour de l'Anse de Bouréeneset 200
3.3.1.1 - Les témoins marins et la solifluxion 200
3.3.1.2 - Le cap Bouréeneset 201
3.3.2 - Un ensemble fluvio-glaciaire d'où émergent des terrasses marines (région de la Base Française) 203
3.3.2.1 - Le sandur interne 203
3.3.2.2 - Les terrasses marines 203
3.3.2.3 - La zone d'épandage des deltas 205
4 - Atrophie ou absence des strandflats 206
4.1 - La presqu'île du Blomstrand 206
4.1.1 - La morphologie générale 206
4.1.2 - Les cordons soulevés 209
4.1.3 - Les falaises sont le trait dominant du littoral 209
4.2 - Les collines à replats, au pied du Björvigfjellet 210
4.3 - L'absence de banquette sur la rive occidentale du Krossfjord 211
4.3.1 - L'origine est-elle structurale ? 211
4.3.2 - L'origine est -elle marine ? 211
4.3.3 - L'origine est-elle glaciaire ? 212
4.3.4 - L'origine est-elle liée au fonctionnement du relèvement isostatique ? 212
5 - Conclusion 213

Chapitre VII : LES STRANDFLATS DU FORLANDSUND 215

1 - Le strandflat de Sarsöyra 217

1.1 - Caractères généraux 217

1.2 - La plateforme à écueils 219

1.2.1 - Les replats dépourvus de caractères marins 219

1.2.2 - La terrasse marine à écueils 219

1.3 - La plateforme à sandur 220

1.3.1 - Le sandur argileux, couvert de toundra 221

1.3.2 - Le sandur pierreux, à couverture de plage 221

1.4 - Le secteur mixte : plages soulevées et accumulations glaciaires 223

1.4.1 - Les formes de récession glaciaire 223

1.4.2 - La plage à gradins (25-35 m) 224

1.4.3 - La plage de 50 m 225

1.4.4 - Les témoins de plage à 102 et 120 m 225

1.5 - Le littoral actuel 226

1.5.1 - Les différents aspects des falaises 226

1.5.1.1 - Le secteur Nord 226

1.5.1.2 - Le secteur Sud 227

1.5.2 - La flèche Sars 228

2 - Le strandflat de Kaffiöyra 229

2.1 - Caractères généraux 229

2.2 - Le littoral actuel 231

2.2.1 - Les formes littorales 231

2.2.1.1 - La falaise vive 231

2.2.1.2 - La falaise morte 231

2.2.2 - Etude de coupes dans les falaises 232

2.3 - Le strandflat rocheux à couverture de plage 234

2.3.1 - Les terrasses marines 234

2.3.2 - Les traces glaciaires 234

2.3.3 - Les vallées et les sandur 235

3 - Le strandflat de Svartfjellstranda 235

3.1 - Le cadre intérieur et les prolongements du strandflat 235

3.1.1 - La limite interne du strandflat dans la partie Nord 237

3.1.2 - Les prolongements le long du St Jonsfjord 237
3.1.3 - Le contact du strandflat et des moraines au Sud 238
3.2 - Une plateforme émergée et une plateforme immergée, toutes deux accidentées d'écueils 239
3.2.1 - Le strandflat rocheux à écueils 239
3.2.2 - Le strandflat à couverture de plage 239
3.2.3 - Un strandflat faiblement immergé 240
3.3 - La côte actuelle 241
3.3.1 - Les falaises prédominent 241
3.3.2 - La côte devient plus alluviale, vers le Nord comme vers le Sud 241
4 - Le strandflat de Daudmannsöyra 242
4.1 - Présentation générale 242
4.2 - Le littoral actuel 244
4.2.1 - Les falaises basses et verticales du Nord 244
4.2.2 - Le secteur des grands cordons 245
4.2.3 - Le secteur à falaises verticales 246
4.2.4 - La côte à écueils du Sud-Ouest 246
4.2.5 - La côte méridionale, à grande baie 247
4.3 - Les plateformes marines soulevées 248
4.3.1 - La basse plateforme à écueils (10-15 m) 248
4.3.2 - La plateforme de 40 m 249
4.3.3 - Quelques témoins de hauts niveaux 249
4.3.4 - La plateforme karstique 250
4.3.5 - La terrasse monotone Sud-Orientale (25 m) 251
5 - Conclusion 251

Chapitre VIII : LES STRANDFLATS AUTOUR DE L'ISFJORD 253

1 - Le strandflat d'Erdmannflya : un ensemble de cordons littoraux anciens 253
1.1 - Les plateformes rocheuses en escalier 255
1.1.1 - La plateforme supérieure (25-27 m) 255
1.1.2 - La plateforme inférieure (4-6 m) 256
1.1.3 - La plateforme immergée (- 1 à - 2 m) 256

1.2 - Les formes marines anciennes 256
1.2.1 - Le cordon de 25 m et les formes d'accumulation associées 257
1.2.2 - Les flèches triangulaires en séries 257
1.3 - Un trait de côte actuel où les falaises dominent 259
1.3.1 - De hautes falaises rocheuses au N-W 259
1.3.2 - Les basses falaises au SE reflètent la dissymétrie générale de la presqu'île 259
1.3.3 - Du cap Erdmannodden au cap Lyodden, formes d'érosion et d'accumulation se combinent 260
2 - Le strandflat de Bohemanflya : une ancienne île reliée au continent par des plateformes étagées 261
2.1 - Une ancienne île rocheuse à l'extrémité SE 261
2.2 - Une plateforme intérieure à dépôts de plage, limitée par des falaises mortes 263
2.3 - Les basses plateformes bordières 264
3 - Le strandflat de Blomesletta : des plateformes structurales à retouches marines 265
3.1 - L'importance de la structure 265
3.2 - L'échine des hautes surfaces en bordure de l'Ekmansfjord 267
3.2.1 - A l'W-S-W 267
3.2.2 - Au N-W 268
3.3 - Les basses plateformes (vers 5 m) 268
3.4 - Une côte à falaises 269
4 - Coraholmen : un exemple d'interactions glaciaire et marine en amont d'un fjord 269
4.1 - Les îles ont enregistré les variations du glacier 271
4.2 - La partie morainique de Coraholmen 273
4.3 - La partie rocheuse 273
4.4 - La zone submergée 274
5 - Au Nord du Sassenfjord : des ensembles de terrasses soulevées à cordons de galets 274
5.1 - La région de Gips : un ensemble de terrasses marines au débouché d'une large vallée déglacée 277

5.1.1 - Le cadre 277
5.1.2 - Les terrasses marines de la vallée et des versants montagneux 278
5.1.2.1 - La partie aval de la vallée est un complexe de cordons marins soulevés 278
5.1.2.2 - Au Nord et au Sud des terrasses à soubassement rocheux 279
5.1.3 - Le cap Gipshukodden : une plateforme d'abrasion marine dans la diabase avec des cordons soulevés de blocs de diabase et des placages de plage ancienne 280
5.1.3.1 - La plaine côtière 280
5.1.3.2 - Les terrasses à dépôts de plage 281
5.1.3.3 - Le littoral dans la diabase 283
5.2 - Bjonapynten : une succession de cordons littoraux soulevés 283
5.2.1 - Le cadre général 283
5.2.2 - La série des cordons élevés 285
5.2.3 - La série des cordons subactuels 286
5.2.4 - Le cordon actuel 287
5.2.5 - Les terrasses étagées de Bjonahamna 287
6 - Au Sud du Sassenfjord et autour du Tempelfjord : des plaines deltaïques soulevées 289
6.1 - Cap Murdoch 289
6.2 - La terrasse marine et la moraine à coquilles du glacier Von Post 291
6.3 - Cap Schoultz 292
6.4 - Au débouché de la vallée de la Sassen 293
6.5 - Sveltihel 294
6.6 - Entre le cap Belvédère et Vindodden 295
7 - Les terrasses marines étagées des bords de l'Adventfjord 296
7.1 - Le cadre général 296
7.2 - Le littoral actuel 298
7.2.1 - La côte à falaises 298
7.2.2 - La côte à cordons 299
7.2.3 - Une zone amphibie 300
7.3 - Terrasses et plages soulevées 300
7.3.1 - Les terrasses marines de Revneset 300

7.3.2 - Les terrasses marines de Hotellneset 301
7.3.3 - Les prolongements des strandflats vers l'amont du fjord 302
8 - Conclusion 303

3e Partie : LES PROCESSUS D'EVOLUTION DU LITTORAL EN REGION PERIGLACIAIRE 305

Chapitre IX : LES PARTICULARITES DE L'EVOLUTION LITTORALE SOUS L'EFFET DU FROID 306

1 - Les fronts de glaciers marins 306
1.1 - L'aspect des falaises de glace 306
1.2 - L'évolution des fronts de glacier 309
1.2.1 - Ralentissement hivernal 309
1.2.2 - Evolution par fusion 311
1.2.3 - Détachement des grands icebergs 313
2 - Les icebergs 314
2.1 - Le vêlage 315
2.2 - La dérive des icebergs 315
2.3 - La forme des icebergs 317
2.4 - Le rôle morpho-sédimentologique des icebergs 317
2.4.1 - Le rôle de transport 317
2.4.2 - Le rôle de sédimentation 318
2.4.3 - Le rôle d'érosion 319
3 - La banquise 324
3.1 - La banquise à la côte 324
3.2 - Le rôle érosif 326
3.2.1 - Sur le littoral 326
3.2.2 - Sur le fond 329
3.3 - Le rôle protecteur 331
4 - Le pied de glace 331
4.1 - Généralités 331
4.1.1 - Définition 331
4.1.2 - La durée 332
4.2 - Le pied de glace de falaise 334

4.2.1 - Description 334
4.2.2 - Formation et évolution 337
4.2.3 - Le rôle du pied de glace de falaise 338
4.2.3.1 - Le rôle protecteur 338
4.2.3.2 - L'action érosive du pied de glace 339
4.2.3.3 - Rôle d'agent de transport 340
4.3 - Le pied de glace de plage 341
4.3.1 - Description d'une situation 341
4.3.2 - Formation et évolution 345
4.3.3 - Le rôle morpho-sédimentologique 346
4.4 - Le pied de glace de cordon 347
4.4.1 - Description d'une situation et analogie avec d'autres exemples 347
4.4.2 - Conditions de formation et d'évolution 350
4.4.3 - Destruction et rôle morpho-sédimentologique 352
5 - Les répercussions morphologiques du cycle annuel gel-dégel 354
5.1 - L'action du gel sur les roches 354
5.1.1 - Intensité variable en fonction de la nature des roches 355
5.1.2 - Vitesse de la gélivation 356
5.1.2.1 - Rapidité en période de dégel 356
5.1.2.2 - Essai d'évaluation de la vitesse du recul 358
5.2 - L'action du gel dans le sol 359
5.2.1 - Pergélisol et mollisol 359
5.2.2 - Les sols polygonaux 360
5.3 - La solifluxion 361
5.3.1 - Les conditions favorables à la solifluxion 361
5.3.2 - La vitesse de la solifluxion 362
5.3.3 - Les avalanches de "slush" 363
5.4 - Le ruissellement 365
5.4.1 - La périodicité 365
5.4.2 - L'écoulement à la mer 366
5.4.3 - Phénomènes de captures 367
5.4.4 - L'eau de pluie 367

5.4.5 - Le rôle du ruissellement dans le modelé périglaciaire 368
6 - Conclusion 369

Chapitre X : LA PART DES PROCESSUS PERIGLACIAIRES ET AZONAUX DANS L'EVOLUTION DES FORMES D'ACCUMULATION 371

1 - Evolution périglaciaire des plages soulevées 371
1.1 - Le modelé périglaciaire des terrasses marines et des sandur 372
1.1.1 - Des sols de toundra polygonaux 372
1.1.2 - Les sols de toundra à thufur ou à pustules 374
1.1.3 - Les sols striés 375
1.2 - Evolution périglaciaire des plages soulevées à cordons littoraux 375
1.2.1 - Médiocre modelé périglaciaire des cordons 375
1.2.2 - Evolution périglaciaire active des dépressions d'arrière-cordon 377
2 - Les caractères glaciels des formes d'accumulation littorale 378
2.1 - Les plages à nids de poule 378
2.1.1 - Les dimensions 378
2.1.2 - Les origines 379
2.1.2.1 - Les sea-ice kettles 379
2.1.2.2 - Fonte irrégulière de la glace enfouie 381
2.2 - Les bourrelets glaciels 381
2.1.1 - Les bourrelets glaciels : microformes de plage 381
2.2.2 - Les grandes levées glacielles 382
2.3 - Les petites buttes 382
3 - Passage d'une situation glacielle à une situation estivale (la Pointe Sars) 383
3.1 - Les conditions de localisation de la Pointe 383
3.2 - Le cordon Nord 384
3.2.1 - L'aspect glaciel 384
3.2.2 - La transformation estivale 385
3.3 - Le Cordon Sud 385
3.3.1 - L'aspect glaciel 386

3.3.2 - La transformation estivale 386
3.4 - La lagune triangulaire 387
3.4.1 - L'aspect glaciel 387
3.4.2 - La transformation estivale 388
3.5 - Le contact des deux cordons 389
4 Les accumulations littorales à caractère zonal 390
4.1 - Les cordons remaniant les alluvions fluvio-glaciaires et périglaciaires 390
4.1.1 - En bordure du sandur 390
4.1.1.1 - Le matériel 390
4.1.1.2 - Les processus littoraux 391
4.1.1.3 - Le problème des vieux sandur perchés 391
4.1.2 - En bordure des deltas 392
4.1.3 - Le littoral dans les blocs 394
4.1.3.1 - La côte à blocs de pied de versant 394
4.1.3.2 - Les cordons littoraux faits de blocs de diabase 395
4.1.3.3 - La flèche de blocs de la hutte Zoë 399
4.2 - Les cordons à gros galets d'origine morainique 401
4.2.1 - En avant du glacier Anmas 401
4.2.2 - A Dansköya, le cordon des "20 Morts" 402
4.2.3 - A Dansköya, le cordon Ouest au Sud de Kobbefjorden 403
5 - Les accumulations de type azonal 404
5.1 - Les cordons qui bordent les strandflats 404
5.1.1 - Les grands cordons qui frangent les caps 404
5.1.1.1 - Le cordon du cap Mitra 404
5.1.1.2 - Le cordon de Kvadehuk 407
5.1.2 - Les cordons discontinus de la côte à écueils 408
5.1.3 - Les cordons et les plages au pied des strandflats à falaises 411
5.1.3.1 - Devant Fuhrmeisterstranda et Aberdeenflya 411
5.1.3.2 - A la sortie de l'Adventfjord 412
5.2 - Les flèches de fermeture de baie 415
5.2.1 - Les formes mineures 415
5.2.1.1 - La flèche de la lagune orientale de Dansköya 415

5.2.1.2 - La flèche de Kobbefjorden 416
5.2.1.3 - Les flèches de l'anse de Bouréeneset 419
5.2.1.4 - Les flèches de fermeture de l'anse Bjonahamna 423
5.2.2 - Une forme moyenne : les cordons de Richard Laguna 425
5.2.2.1 - La flèche Sud 425
5.2.2.2 - La flèche Nord 429
5.3 - Les pointes triangulaires 430
5.3.1 - Les pointes de moyenne grandeur 431
5.3.1.1 - La pointe triangulaire Brandalpynten 431
5.3.1.2 - La pointe triangulaire Poolepynten 433
5.3.1.3 - La pointe triangulaire Murraypynten 434
5.3.2 - Les mini-pointes triangulaires des îles du N-W 434
5.4 - Les tombolos 438
5.4.1 - Le tombolo de Hammetangen 438
5.4.2 - Le tombolo de Magialenefjord 441
6 - Conclusion 445

Chapitre XI : EVOLUTION DES FALAISES VIVES ET MORTES 447

1 - Les falaises rocheuses plongeantes 447
1.1 - Les falaises calcaires 448
1.2 - Les falaises granitiques 450
2 - Les falaises rocheuses bordées d'une plage 451
2.1 - Caractères généraux 451
2.2 - Les falaises de grès 451
2.3 - Les falaises de schistes et micaschistes 454
2.4 - Les falaises taillées dans des roches à variations latérales répétées 455
3 - Les falaises modelées dans du matériel meuble 456
3.1 - Les falaises taillées dans du matériel de plage ancienne 456
3.2 - Les basses falaises des anciens sandur 459
3.3 - Les falaises taillées dans du matériel morainique 460
4 - Falaises mortes et falaises vives. Evolution comparée 461
4.1 - Les falaises fossiles qui ont conservé leur allure marine 461

4.2 - Les falaises transformées en "versants typiques" 4
4.3 - Bilan d'une évolution périglaciaire 4

Conclusion générale 4

4ème Partie : ETUDE SOUS-MARINE. LES FJORDS ET LES STRANDFLATS IMMERGES 4

Chapitre XII - LES FJORDS 4

1 - La disposition générale des grands fjords 4
1.1 - Le Kongsfjord et le Krossfjord 4
1.2 - L'Isfjord 4
2 - Les profils des fjords 4
2.1 - Les fjords à profil dissymétrique sur ligne de faille 4
2.2 - Les fjords au profil en auge 4
2.2.1 - Profil en auge dissymétrique 4
2.2.2 - L'auge dissymétrique au fond bosselé 4
2.2.3 - L'auge à chenaux 4
2.3 - Les fjords à profil en V 4
2.3.1 - Profil en V régularisé 4
2.3.2 - Profil en V avec chenaux 4
2.4 - Les fjords à fosses parallèles (profils transversaux) 4
2.4.1 - Les vallées dédoublées 4
2.4.2 - Les longs profils complexes 5
2.5 - Un type de fjord très jeune au fond accidenté de pitons argileux 5
2.6 - Fjords avec strandflat, fjords sans strandflat 5
3 - Les problèmes de l'origine du façonnement des fjords 5
3.1 - L'origine tectonique 5
3.1.1 - Lignes de failles du Kongsfjord et du Krossfjord 5
3.1.2 - Concordance entre fjords et failles 5
3.1.3 - Les sillons sous-marins longitudinaux 5
3.1.4 - Les chenaux sous-marins qui ne prolongent pas des fjords 5
3.1.5 - Origine tectonique et aménagement ultérieur par d'autres processus 5

3.2 - L'influence lithologique 520
3.3 - Les influences glaciaires 521
3.3.1 - L'adaptation du lit aux lois d'écoulement de la glace 521
3.3.2 - Le problème de la topographie à chenaux du fond de certains fjords 524
3.3.3 - Fosses et seuils, formes fossiles d'une époque de maximum glaciaire 526
3.4 - Conclusion : l'origine complexe des fjords 528
3.4.1 - Les fjords du Groenland à titre de comparaison 528
3.4.2 - Les fjords du Spitsberg 529
4 - L'hydrologie et la sédimentologie dans les fjords 532
4.1 - Les caractères des eaux froides dans les fjords 532
4.1.1 - Densité, température, salinité 532
4.1.2 - La turbidité par zones 536
4.1.2.1 - Les eaux très chargées issues des torrents dans le Kongsfjord 537
4.1.2.2 - L'archipel Lovenöyane 537
4.1.2.3 - La carte du Krossfjord 538
4.2 - Les sédiments des fjords 539
4.2.1 - Les mélanges à cailloux (hétérogènes, toutes catégories représentées) 540
4.2.2 - La vase des fjords 541
4.2.2.1 - Sur le plan granulométrique 543
4.2.2.2 - Les analyses aux rayons X 543
4.2.3 - Les types de sédiments sur les versants de fjords 546
4.2.3.1 - Les versants à sédiments hétérogènes caillouteux 546
4.2.3.2 - Les versants argileux 550
4.2.3.3 - Les versants sableux 550
Conclusion 552

Chapitre XIII : LES STRANDFLATS IMMERGES 554

1 - Les strandflats immergés 555
1.1 - Les banquettes étroites 555

1.1.1 - Les banquettes étagées du Kongsfjord (partie amont) 555
1.1.1.1 - La plateforme de - 5 mètres 555
1.1.1.2 - La plateforme de - 25 mètres 557
1.1.1.3 - Une surface à 50 mètres ? 559
1.1.2 - La banquette de - 10 m 559
1.1.2.1 - Le long du Kongsfjord (partie aval) 560
1.1.2.2 - En bordure des terrasses soulevées 560
1.2 - Les larges strandflats immergés 562
1.2.1 - Les caractères généraux 562
1.2.2 - Le strandflat immergé du Cap Mitra 563
1.2.3 - Le strandflat immergé du Cap Guissez 564
1.2.4 - Le strandflat immergé de Kvadehuk 564
1.2.5 - Les strandflats immergés du Forlandsund 566
1.2.6 - Les strandflats à fleur d'eau de l'Isfjord 567
1.3 - Les plateformes des îles 568
1.3.1 - L'archipel Lovenöyane 568
1.3.2 - La plateforme qui entoure les îles de Nord-Ouest 570
2 - Les caractères des sédiments des plateformes sous-marines 571
2.1 - Des mélanges généralement bien classés 571
2.1.1 - Les mélanges grossiers 577
2.1.1.1 - La répartition par classes granulométriques 577
2.1.1.2 - Le classement 578
2.1.2 - Les mélanges fins 583
2.1.2.1 - La localisation 584
2.1.2.2 - La répartition par classes granulométriques 584
2.1.2.3 - Le classement 585
2.2 - Les cordons de galets sous-marins 590
2.3 - Le faible façonnement des sables 592
2.3.1 - Les sédiments très peu remaniés 592
2.3.2 - Les sédiments médiocrement remaniés 593
2.3.3 - Les sédiments légèrement usés 593
2.3.4 - L'absence remarquable d'émoussés luisants 594
3 - Le milieu vivant 595

3.1 - Contraste entre les banquettes de fjords (amont) et les larges strandflats de bordure de caps 595
3.1.1 - Les algues et le maërl 595
3.1.2 - La faune vivante 597
3.2 - Les principaux constituants du calcaire organogène 598
3.3 - La répartition du calcaire organogène dans les sédiments 600
3.3.1 - Les sédiments très pauvres en calcaire 600
3.3.2 - Les échantillons aux pourcentages médiocres 603
3.3.3 - Calcaire abondant 603
3.3.4 - Calcaire exceptionnellement abondant 603
4 - Conclusion 604

5e Partie : AGE ET ORIGINE DU STRANDFLAT AU SVALBARD 606

Introduction : Les caractéristiques du strandflat 606

Chapitre XIV - PROBLEME DE L'AGE DES PLAGES SOULEVEES 609

1 - Problème de la détermination de l'altitude des plages soulevées 610
1.1 - La difficulté à déterminer le zéro de référence 610
1.2 - Le choix de l'altitude d'une plage inclinée 610
2 - Critique des méthodes utilisées pour calculer les récents déplacements verticaux des rivages 612
2.1 - Méthode de datation par les constructions de l'homme 612
2.2 - Méthode de datation par des épaves échouées sur les rivages anciens 614
2.2.1 - Le bois flotté 614
2.2.2 - Les ossements de baleine 615
2.2.3 - Les galets de lave 617
2.3 - La méthode des datations au carbone 14 618
2.3.1 - Les bois et les ossements 619
2.3.2 - Les coquilles 619
3 - L'altitude et l'âge des principaux niveaux marins 623
3.1 - L'échelle chronologique adoptée 623

3.2 - Le regroupement de nombreuses plages soulevées pendant la période postglaciaire chaude 625
3.2.1 - L'horizon à Mytilus autour de 3-5 m 625
3.2.2 - Les bas niveaux à Astarte, autour de 8-10 m 631
3.2.3 - Les hauts niveaux à Astarte, de 17 à 40 m 633
3.3 - Les plages à Mya de la période postglaciaire tempérée, de 40 à 60 m 634
3.4 - Le problème des niveaux supérieurs 636
3.4.1 - Période tardiglaciaire froide ou périodes interglaciaires ? 636
3.4.2 - Le problème des replats de versants 640
4 - Chronologie des fluctuations glaciaires en rapport avec les phénomènes marins 645
4.1 - La phase d'avancée ultime des glaciers pendant l'Holocène 645
4.2 - Problème de l'existence d'une transgression marine précédant l'extension glaciaire ultime 647
4.3 - Possibilité d'une transgression postérieure à la réavancée glaciaire ultime ? 650
4.4 - Chronologie des épisodes glaciaires et marins 651
5 - Les mouvements verticaux du rivage 653
5.1 - Les cartes d'isobases et la reconstitution de l'inlandsis 653
5.2 - Courbes d'émersion et courbes de relèvement 657
5.3 - Comparaison entre notre courbe d'émersion et quelques autres 660
6 - Conclusion 663

Chapitre XV - L'ORIGINE DU STRANDFLAT 666

1 - Récapitulation critique des théories sur l'origine du strandflat, en fonction des observations faites au Spitsberg 666
1.1 - Plaine d'abrasion marine 666
1.2 - Mise en place par le jeu des dislocations 667
1.3 - Surface d'érosion azonale 669
1.3.1 - Plaine de piémont formée par dénudation sub-aérienne 669
1.3.2 - Surfaces étagées d'érosion sub-aérienne pour les plus élevées et d'érosion marine pour les plus basses 670

1.4 - Hypothèses glaciologiques 671
1.4.1 - Aplanissement par l'extension des glaciers de piémont 671
1.4.2 - Recoupement des glaciers de crique 672
1.4.3 - Erosion par une "barrière de glace" 673
1.4.4 - Une hypothèse glaciologique extrême 674
1.5 - Origine liée à une association de processus 675
1.5.1 - Erosion subaérienne et abrasion marine 675
1.5.2 - Erosion marine et raclage de la place 675
1.5.3 - Abrasion marine et action du gel 675
1.5.4 - Une conjugaison de tous les processus 676
2 - Les processus d'élaboration du strandflat au Spitsberg d'après nos observations 677
2.1 - Les processus qui ont pu préparer l'élaboration du strandflat 677
2.1.1 - Un aplanissement côtier antérieur au Quaternaire ? 677
2.1.2 - L'érosion glaciaire 678
2.2 - Le rôle des facteurs secondaires 679
2.3 - Le rôle essentiel de la gélifraction 680
2.4 - Le rôle primordial de la mer 681
3 - La mise en place des niveaux du strandflat 682
3.1 - Le strandflat est postglaciaire 682
3.2 - Le problème des plateformes sous-marines 685
3.3 - Un essai de schéma théorique montrant la mise en place des différents niveaux du strandflat 687

CONCLUSION GENERALE 688

PETIT LEXIQUE DES TERMES GEOGRAPHIQUES LES PLUS COURANTS

L'orthographe des noms norvégiens est un problème délicat. Nous avons dissocié l'article que les langues scandinaves placent en suffixe pour les noms habituels, mais nous l'avons conservé lorsque le lecteur risquait d'être dérouté en recherchant sur les cartes certains noms moins courants.

C'est également pour ne pas créer une trop grande différence entre les noms inscrits sur les cartes et ceux du texte que nous avons utilisé certains pléonasmes comme : la baie Gipsbukta, le cap Gipshuk, etc...

Les noms devenus habituels en géographie, comme strandflat, ont été utilisés comme des noms communs. Les règles d'accord n'ont pas été appliquées aux termes moins fréquents.

Pour la commodité typographique nous avons remplacé par ö le ø.

La liste suivante est inspirée de Orvin A.K. : The place-names of Svalbard (1958).

aust (re) : Est, oriental
banke (n) : banc ou haut fond, élévation du fond de la mer
bekk (en), pl. bekkene : ruisseau
berg (et) : montagne rocheuse
botn (en) : cirque glaciaire
bre (en), pl. breane : glacier
bukt (a) : baie
by (en) : ville
dal (en) : vallée
djup (et) : profond
egg (a) : arête
elv (a) : cours d'eau

fjell (et), pl. fjella : montagne

fjord (en) : fjord

flak (et) : élévation du fond de la mer avec des profondeurs uniformes.

fly (a), pl. flyene : terrain nivelé ou ondulé, dénudé.

fonn (a) : champ de neige, inlandsis de taille réduite.

fyr : feu, lumière

gatt (et) : petite crique

grunne (n) : partie très peu profonde d'un banc

hall (et) : versant

halvöya (a) : péninsule

hamar (en) : rocher, écueil

hamn (a) : port, havre

holme (n), pl. holmane : île

horn (et) : "horn"

hovde (n) : montagne arrondie

huk (en) : cap, pointe

hytte (hytta) : hutte

is (en): glace

jökel (en) : langue glaciaire

kam (men) : crête, arête montagneuse

kile (n) : longue baie étroite

lagune (laguna) : lagune

land (et) : terre

morene (morena) : moraine

nes (et) : pointe

nord (re) : Nord, septentrional

odde (n) : pointe, cap

pynt (en) : pointe

renne (renna) : chenal

rygg (en) : chaîne de montagne

slette (sletta) : plaine

stein (en), pl. steinane : pierre, roche

strand (a) : rivage

sund (et) : détroit

söre (t) : sud, méridional

tange (n) : pointe basse ou flèche sableuse

topp (en), pl. toppane : pic, sommet

vatn (et, pl. vatna : lac

vest (re) : ouest, occidental

vik (a) : baie

våg (en) : baie abritée

öy (a) : île

öyr (a) : plaine graveleuse de bas niveau

Fig. 1 - Le Svalbard.

AVANT-PROPOS

Les recherches entreprises au Spitsberg (fig. 1) ont été conditionnées par la mise en place d'une infrastructure matérielle adaptée aux conditions de séjour dans une région arctique. Elles furent donc limitées dans le temps. Dans ce territoire, privé 7 à 8 mois par an de toute relation avec le continent, seules des missions estivales (juin-septembre) ont pu être organisées. L'obligation d'acheminer vivres et matériel, de créer sur place des stations d'étude et des laboratoires, même rudimentaires, exigeait une organisation de groupe. C'est la R.C.P. 42 (Recherches coopératives sur programme nº 42) qui a fourni cette infrastructure, permettant ainsi la réalisation de notre programme de recherches.

La R.C.P. 42

Organisée avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique, la R.C.P. 42, sous la responsabilité du Maître de Recherches Jean Corbel, monta un camp de base sur la rive Sud du Kongsfjord, près du village minier de Ny Ålesund (fig. 2). Autour d'un groupe de bâtiments préfabriqués destinés aux installations collectives (cuisine, laboratoire, magasin...), des tentes individuelles isothermiques abritèrent chercheurs et techniciens. Une vedette de 9 mètres, le "Kongsbre" (photo 1), mouillée dans le port de Ny Ålesund, servait aussi bien aux recherches marines qu'au transport d'une rive du fjord à l'autre. Nos possibilités de travail se trouvèrent parfois réduites car le Kongsbre était utilisé par les chercheurs de différentes disciplines pour se rendre sur leur terrain d'étude.

La R.C.P. a fonctionné quatre étés durant, de 1964 à 1967, mais le besoin d'étendre nos recherches hors des régions voisines du Kongsfjord, domaine de la R.C.P., nous a conduite à organiser notre propre mission en 1967, avec l'aide de la Commission d'Océanographie du C.N.R.S.

L'équipe marine

Au cours des différentes missions, nous avons été aidée par une équipe constituée de plongeurs et d'aide-chercheurs. La composition de l'équipe et le nombre de ses membres ont varié, non seulement d'une année à l'autre, mais encore au cours d'une même mission, à cause de la dispersion des arrivées et des départs. Cependant, nous avons pu, grâce à un programme dans lequel chaque membre s'intégrait lors de son séjour, conserver l'homogénéité de l'équipe et travailler chaque année pendant le maximum de temps disponible.

Le travail de l'équipe marine fut toujours mené sur deux fronts : travail à terre pour les uns, étudiant le littoral et les plages soulevées, travail en mer pour les autres, étudiant les fonds sous-marins par sondages, dragages et plongées. L'équipe se retrouvait au complet, le soir, pour camper sur la côte. Selon les années et les circonstances, le programme de recherches a donné la préférence au travail à terre ou au travail en mer.

L'organisation de la dernière mission fut quelque peu différente. En effet, l'équipe constituée seulement de trois personnes avait choisi de vivre entièrement à bord du Kongsbre. La mobilité s'en trouva accrue et il fut possible d'étendre les investigations dans le Forlandsund, autour de l'île du Prince Charles (Prins Karls Forland) et dans l'Isfjord.

Les limites du sujet (fig. 2)

Dans ce pays où la recherche procède encore de l'exploration, nous avons essayé d'étendre au maximum la zone prospectée, dans l'espoir toujours renouvelé de découvrir des éléments nouveaux. Le domaine étudié ne couvre pourtant qu'une faible partie de ce grand archipel situé approximativement entre les parallèles 76º30 et 80º40.

L'archipel est formé d'un certain nombre d'îles de taille différente (fig. 1).

Les cinq plus grandes constituent le Spitsberg proprement dit et sont respectivement :

Fig. 2 - Localisation des zones étudiées.

Vestspitsbergen	(38.000 Km2)	à laquelle on réserve souvent et à tort le nom de Spitsberg.
Nordauslandet	(14.530 Km2)	ou Terre du Nord-Est.
Edgeöya	(5.100 Km2)	ou île d'Edge.
Barentsöya	(1.435 Km2)	ou île de Barents.
Prins Karls Forland	(645 Km2)	ou île du Prince Charles.

En y incluant les petites îles, l'ensemble de l'archipel du Spitsberg occupe une surface de 60.300 Km2.

Le Spitsberg compose avec quelques autres îles :

Kvitöya	(250 Km2)	ou île Blanche
Kong Karls Land	(330 Km2)	ou îles du Roi Charles
Hopen	(46 Km2)	ou île Hope
Björnöya	(178 Km2)	ou île aux Ours

le district administratif norvégien du SVALBARD.

Les limites de notre terrain d'étude ont été imposées par les circonstances et par les conditions de travail. Celui-ci couvre une zone qui s'étend approximativement du parallèle 78º10 au parallèle 79º50, soit à vol d'oiseau 200 km et du méridien 10º20 au méridien 17º30, soit 150 km ; autrement dit :

- la plus grande partie de l'Isfjord
- le Forlandsund et les territoires qui le bordent dont l'Ilè du Prince Charles
- le Kongsfjord et le Krossfjord
- les îles du Nord-Ouest (Dansköya et Amsterdamöya) avec les zones voisines comme le Madgalenefjord.

Dans le domaine terrestre, nous n'avons pas essayé de faire une étude morphologique complète et exhaustive. Notre intérêt s'est concentré sur les problèmes littoraux et nous n'avons envisagé le cadre géographique général (climat et structure), les glaciers ou les versants montagneux, que dans la mesure où ces études pouvaient éclairer les problèmes du littoral.

Par contre, nous avons considéré le littoral au sens large de zone littorale, comprenant, non seulement la côte actuelle, mais toute la zone marquée par des littoraux anciens et soulevés. Dans ces régions, la zone littorale peut avoir ainsi des kilomètres de large.

Nous avons inclu dans la zone littorale, les plateformes sous-marines faiblement immergées dont nous démontrerons qu'elles sont des littoraux ennoyés. Nos moyens de recherche sous-marine nous limitaient d'ailleurs aux régions côtières.

C'est ainsi que par intérêt scientifique mais aussi par nécessité matérielle, nous avons choisi comme sujet :

"Strandflats* immergés et émergés du Spitsberg central et Nord-occidental".

---

* Le terme "strandflat", pris ici au sens large d'aplanissement littoral, sera discuté plus loin.

I N T R O D U C T I O N

CONDITIONS ET METHODES DE RECHERCHE

1 - RECHERCHE LITTORALE ET SOUS-MARINE AU SPITSBERG

1.1 - Les conditions et les moyens de travail

1.1.1 - Le travail à terre

Parmi les moyens utilisables, cartes et photographies aériennes ont été des outils précieux mais incomplets dans la poursuite d'un double but : étudier dans le détail les formes littorales les plus caractéristiques (falaises ou plages actuelles et plages anciennes) et inventorier sur de grandes distances les ensembles morphologiques.

Les cartes au 1/100 000e du Norsk Polarinstitutt sont excellentes mais leur échelle ne convient guère à des études détaillées. De plus, elles n'ont pas encore été publiées pour les îles du Nord ou certaines régions de l'Isfjord. Il existe des plans à plus grande échelle couvrant les zones d'exploitation minière ; malheureusement, leur imprécision les rend à peu près inutilisables. De même, les cartes à trop petite échelle (1/500 000e) ne présentent guère d'intérêt sur le terrain. Nous avons compensé de notre mieux ces lacunes par des croquis levés sur le terrain et par d'abondantes photographies.

Dans une région telle que le Spitsberg, où les cartes sont rares et les cheminements sur le terrain difficiles, les photographies aériennes verticales sont des documents d'une valeur inestimable. Il est dommage que nous n'ayons pu en disposer qu'en fin de mission (la couverture aérienne date de 1966) et que tout notre terrain de

recherches ne soit pas couvert ; il manque en particulier certaines zones de l'Isfjord. Néanmoins, nous avons pu dresser des croquis d'interprétation pour la plus grande partie du territoire étudié et même établir des cartes dans les zones où celles-ci faisaient défaut (par exemple les îles du Nord).

Il existe aussi des photographies aériennes obliques mais elles ont été peu utilisées, le littoral bénéficiant rarement d'un angle de vue intéressant, à l'exception peut-être des cordons littoraux de la "Montagne du Temple" dans l'Isfjord.

A partir de 1966, un altimètre nous a permis de mesurer, avec une précision de l'ordre du demi-mètre, les étagements des terrasses marines. En l'absence de données suffisantes concernant la marée et de points géodésiques, les mesures absolues ne sont qu'approximatives ; par contre, les altitudes relatives des différentes terrasses ont été mesurées de façon précise, avec les corrections d'usage.

1.1.2 - Le travail en mer

Faire le point et le reporter sur une carte fut toujours un problème difficile à résoudre. Il existe plusieurs bonnes cartes marines (liste détaillée dans la bibliographie). Ces cartes, destinées à la navigation, sont très précises en ce qui concerne les entrées de ports et leurs voies d'accès ; malheureusement, elles le sont beaucoup moins dans les zones impropres à la navigation, telles que les plateformes à écueils faiblement immergées qui retenaient précisément notre intérêt.

Pour reporter la position du bateau sur la carte, nous pouvions utiliser des amers puisque nous disposions d'un cercle hydrographique. Le problème fut de trouver des amers reportés sur les cartes ; or les repères, déjà très rares sur le terrain, l'étaient encore plus sur les cartes. On peut donc regretter une certaine imprécision dans quelques positionnements.

1.1.2.1 - La plongée sous-marine

- Intérêt de la plongée

Il n'est point nécessaire de faire une analyse critique comparée des moyens de Recherche traditionnels et de la Recherche en plongée. Il est indiscutable que la plongée sous-marine présente l'avantage inestimable d'une appréhension visuelle des paysages. Méthode d'investigation directe, elle permet au géographe sous-marin un travail très fécond : description du milieu, étude des fonds rocheux avec observations de la morphologie, mesures d'orientation, de pendages, de diaclases, étude des gros blocs qui échappent à la drague, observation des secteurs accidentés, des grands versants, des zones de contact, etc... En fait, le rendement de la drague n'est bon que sur les fonds uniformes ; partout ailleurs, il devrait être complété par la plongée.

Il est incontestable que, vu le but poursuivi (étude aussi précise que possible des strandflats immergés), la plongée s'est révélée une méthode exceptionnellement efficace :

- Comment aurions-nous su que ces plateformes étaient des surfaces rocheuses d'abrasion si nous nous étions fiés uniquement à la drague qui ramenait les sables et cailloutis piégés dans de petites cuvettes de la plateforme rocheuse ?

- Comment aurions-nous su que l'effet érosif de la banquise était nul si nous ne nous étions pas introduits dessous, observant ainsi que, même par fond médiocre, la banquise n'était qu'une pellicule de glace flottant sur l'eau libre ?

- Comment aurions-nous pu saisir le comportement des icebergs ancrés sur le fond ou creusant au passage des sillons dans le sédiment meuble ?

- Equipement et organisation

Utilisée sans le support de techniques complémentaires telles que dragages et sondages, la plongée sous-marine fut, en 1964,

une suite d'expérimentations. Les essais furent néanmoins concluants puisque 14 plongées aboutirent à des résultats positifs.

L'adaptation aux eaux froides fut notre premier souci et nécessita des mises au point diverses comme l'emploi d'un double vêtement de néoprène, le port d'un gilet de sécurité, une règlementation rigoureuse du déroulement de la plongée. Ces précautions très strictes étaient rendues nécessaires par l'ignorance des conditions de plongée et le manque de médecin qualifié et d'installations de secours (notamment d'un caisson de décompression). L'expérience de plusieurs années de pratique et un entraînement hivernal en Bretagne nous aidèrent à surmonter les difficultés.

En 1965, grâce au "Kongsbre", bâtiment relativement stable, assez vaste et à cabine chauffée, on put mettre au point et utiliser avec succès une technique de plongée de recherche. Chaque plongée se fit par équipe de deux, l'un des plongeurs ayant pour tâche principale la sécurité de son coéquipier, l'autre se chargeant exclusivement des observations et de la collecte des échantillons.

- Les conditions du milieu

En l'absence d'indications sur les marées et les courants, et de cartes marines précises aux abords de la côte, seule la pratique put nous renseigner sur le milieu. Deux types de conditions se sont présentés.

Dans les zones amont des fjords les plongées furent toujours difficiles. La proximité des glaciers et l'abondance des icebergs abaissent la température de l'eau. En surface, elle varie de + 3ºC (exceptionnel) à + 1ºC. Dans les profondeurs intermédiaires, vers - 10, - 20 mètres, elle tombe à + 1ºC, + 0,5ºC, 0ºC. Au fond elle se tient à + 0,5ºC, 0ºC, - 1ºC. L'adaptation de l'organisme à ces eaux glacées a toujours été pénible et les temps d'immersion ont été limités du fait des réactions douloureuses des sinus et des ankyloses grandissantes. Les durées normales des plongées furent de

20 à 30 minutes, à l'exception de deux expériences de 40 minutes.

La visibilité est médiocre ou nulle et des zones de visibilité variable peuvent se superposer. Par exemple : jusqu'à 10-12 mètres bonne visibilité, de 12 à 25 mètres mauvaise visibilité, de 25 à 35 mètres bonne visibilité et de 35 à 50 mètres mauvaise visibilité. Autre exemple : jusqu'à 12-15 mètres mauvaise visibilité, de 15 à 35 mètres eaux claires, de 35 à 40 mètres eaux troubles. Ces deux exemples montrent bien que la superposition peut s'établir dans un ordre variable. Nous reviendrons plus loin sur ces questions de turbidité. De toute façon, que l'eau soit claire ou trouble, au-dessous de 20 mètres la nuit est totale et on plonge à la lumière d'un projecteur.

Dans les zones aval des fjords et le long de la côte, les conditions de plongée furent nettement meilleures et très supportables. La température y est plus clémente : + 4ºC à + 5ºC en surface, + 2ºC, + 3ºC au fond. La différence par rapport aux zones amont peut paraître faible ; cependant, pour l'organisme, un seuil est franchi. On se sent relativement à l'aise dans l'eau et la fatigue due au refroidissement n'apparaît qu'après 40 minutes d'immersion. L'eau est claire et contrairement aux zones amont, la flore et la faune sont abondantes.

Au total 59 plongées ont abouti à des résultats.

1.1.2.2 - Les dragages

La plongée, utilisée comme seule technique de recherche, aurait été une méthode peu rentable, surtout quand des difficultés, inévitables dans ces régions, en entravent la multiplication. Dans les zones froides, on ne pouvait guère plonger plus d'une fois par jour ; des avaries venaient parfois compromettre le programme. En 1967, par exemple, les plongées dans l'Isfjord furent interrompues parce que le compresseur s'était détérioré en tombant à l'eau au cours d'une tempête.

Dès 1965, les dragages ont heureusement complété l'exploration sous-marine. Les conditions matérielles, légèreté de la vedette, capacité réduite d'un petit treuil à main, interdisaient l'emploi de dragues lourdes : nous avons donc adopté la chaîne de cônes de 20 cm de diamètre (type Berthois) qui a donné toute satisfaction.

56 dragages ont été effectués. Cependant, la légèreté des moyens a limité notre champ d'action aux plateformes de faible profondeur (- 20 m).

1.1.2.3. - Les sondages

Des profils topographiques, enregistrés au moyen d'un sondeur à ultra-sons, ont été levés dans les fjords et sur les plateformes. Ils viennent compléter l'étude par dragages et plongées dans les zones de faibles profondeurs. Pour les grands fonds des fjords, ils représentent l'unique technique d'étude.

Nous avons retenu seulement 35 profils dont le tracé a pu être restitué correctement. Tous les profils enregistrés n'ont pas été utilisés car la restitution sous forme de coupes topographiques s'est heurtée à des difficultés provoquées par les conditions de mer et de topographie locales et par les normes techniques du sondeur.

Celui-ci, de marque SCAM, enregistre les échogrammes sur des échelles pré-sélectionnées (0-50 m, 0-100 m, 0-200 m). La possibilité de choisir des "zones" pour chaque type d'échelle offre l'avantage d'une grande souplesse d'utilisation mais présente l'inconvénient d'aboutir à l'enregistrement, sur la bande, d'un profil en secteurs fractionnés selon la profondeur (tableau ci-après). Cependant, dessiner l'ensemble du profil ne présente aucune difficulté.

En outre, les profils qui sont liés à une route rigoureuse et une vitesse constante du bateau peuvent devenir inutilisables, au moins partiellement, dès que ces conditions varient. Les dérives dûes au vent entre un secteur abrité et une zone exposée, les obstacles d'icebergs dérivant et obligeant à changer de cap, sont des choses courantes lorsque les routes de profils sont longues (2 h pour traverser le Forlandsund).

Distances à ajouter à la profondeur de sonde donnée par la bande :

ECHELLES			Zones
0-50 m	0-100 m	0-200 m	
0	0	0	0
25	50	100	1
50	100	200	2
75	150	300	3
100	200	400	4
125	250	500	5
150	300	600	6
175	350	700	7
200	400	800	8
225	450	900	9
250	500	1.000	10

Nous devons signaler l'absence de certaines corrections, rendues impossibles par l'insuffisance des données locales :

Faute d'appareil pour mesurer rapidement la température aux différentes profondeurs, aucune correction de température n'a été effectuée : pourtant la vitesse des ultra-sons dans l'eau de mer dépend de sa température.

En l'absence de renseignements météorologiques, les variations barométriques n'ont pas été prises en considération.

La hauteur obtenue au sondeur n'a pas été corrigée en fonction de la marée.

Mais on peut considérer que, portant au plus sur quelques décimètres, ces corrections auraient été négligeables en regard des profondeurs de plus de 300 mètres enregistrées.

1.2 - L'inégalité spatiale de la recherche

La carte d'ensemble des dragages, sondages et plongées et des secteurs étudiés à terre est très inégale. La carte est très inégalement couverte. En effet, certaines zones sont surchargées, d'autres ont une densité moyenne de points et d'autres encore sont vides. Cette répartition spatiale peu équilibrée est très caractéristique des recherches au Spitsberg. Quand les conditions d'établissement d'un camp de base sont bonnes, la densité des observations et des mesures est forte. En revanche, elle diminue lorsque l'accès et les conditions de séjour sont difficiles.

1.2.1 - La Baie du Roi (Kongsfjord), secteur de recherche privilégié (fig. 3).

L'installation de la base française sur la rive sud du Kongsfjord, près de la ville de Ny Ålesund où nous avons pu loger en 1966 et 1967, à proximité d'un port assez sûr, la facilité des déplacements aussi bien sur le fjord qu'à terre, ont permis la multiplication de tous les types de recherche. Pendant les deux premières années, nous n'avons pas dépassé ce secteur. Par la suite, entre deux expéditions lointaines, les quelques jours de "relâche" étaient consacrés à compléter une recherche en cours dans le fjord ou sur ses rives.

Cependant, même là, la richesse de nos relevés varie entre la rive Sud la plus accessible et donc la plus étudiée, l'archipel Lovenöyane où une série de plongées fut organisée en 1965, et enfin la rive Nord moins souvent visitée.

1.2.2 - Les zones de recherche à densité satisfaisante

La Baie de la Croix (Krossfjord), le Cap Mitra et le Cap Guissez (fig. 4).

La proximité relative de Ny Ålesund et l'intérêt des glaciologues, dont nous assurions le transport au glacier Mayer, ont

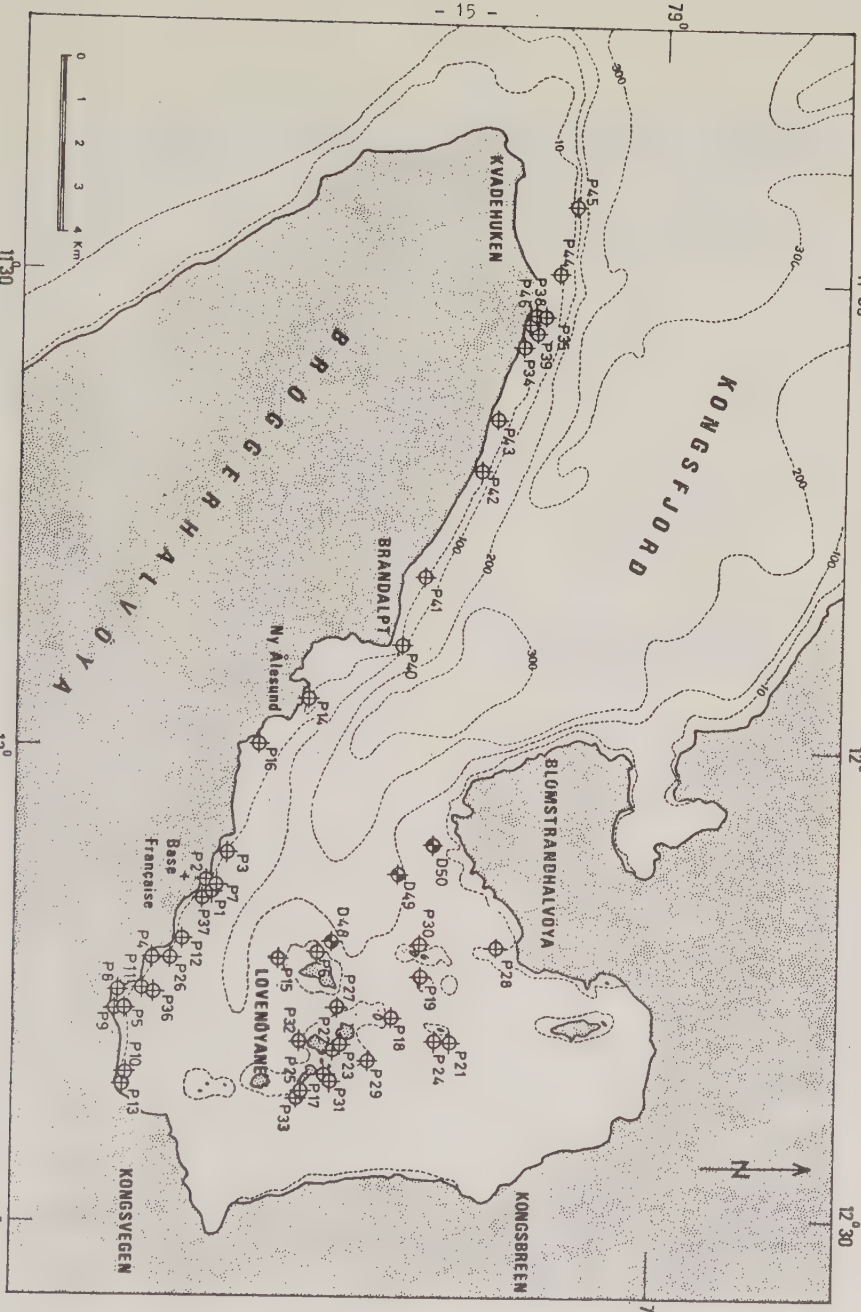


Fig. 3 - Dragages et Plongées dans le Kongsfjord.

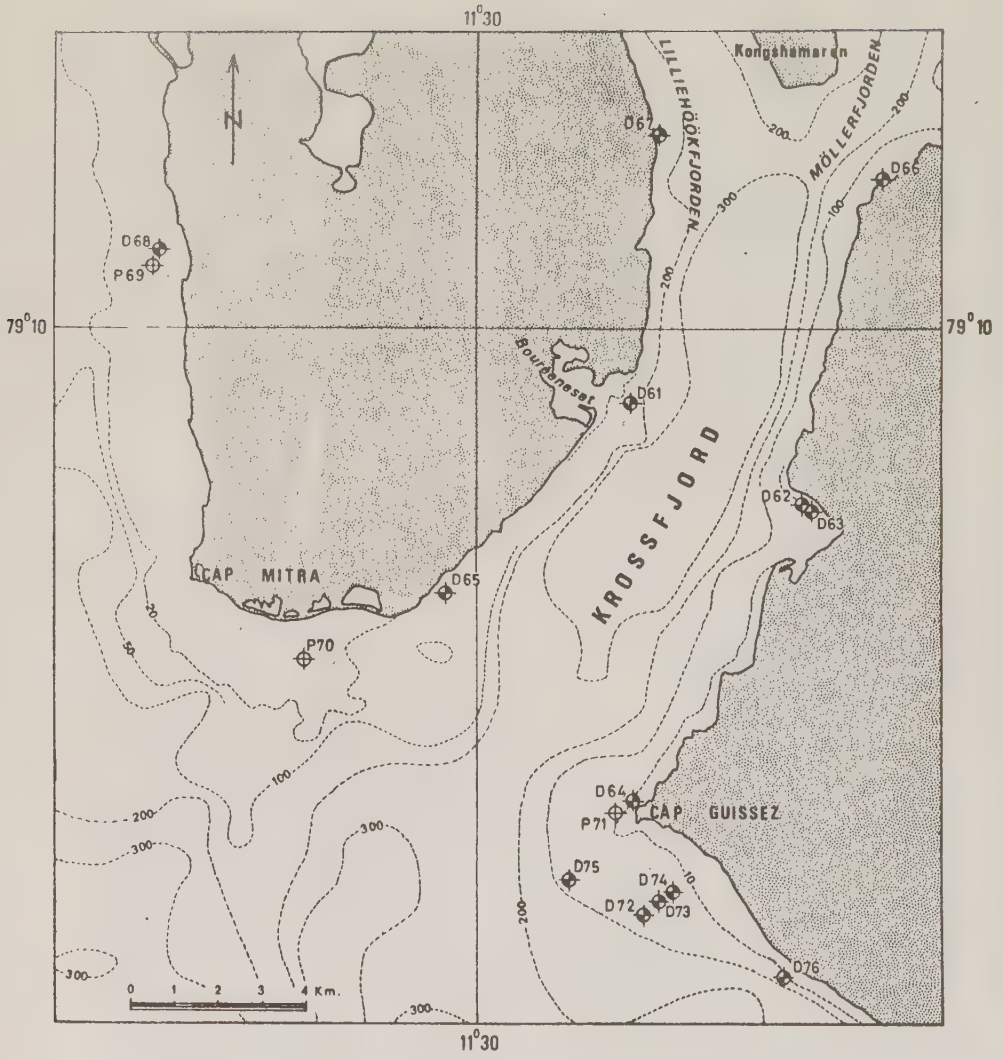


Fig. 4 - Dragages et Plongées dans la zone du Krossfjord.

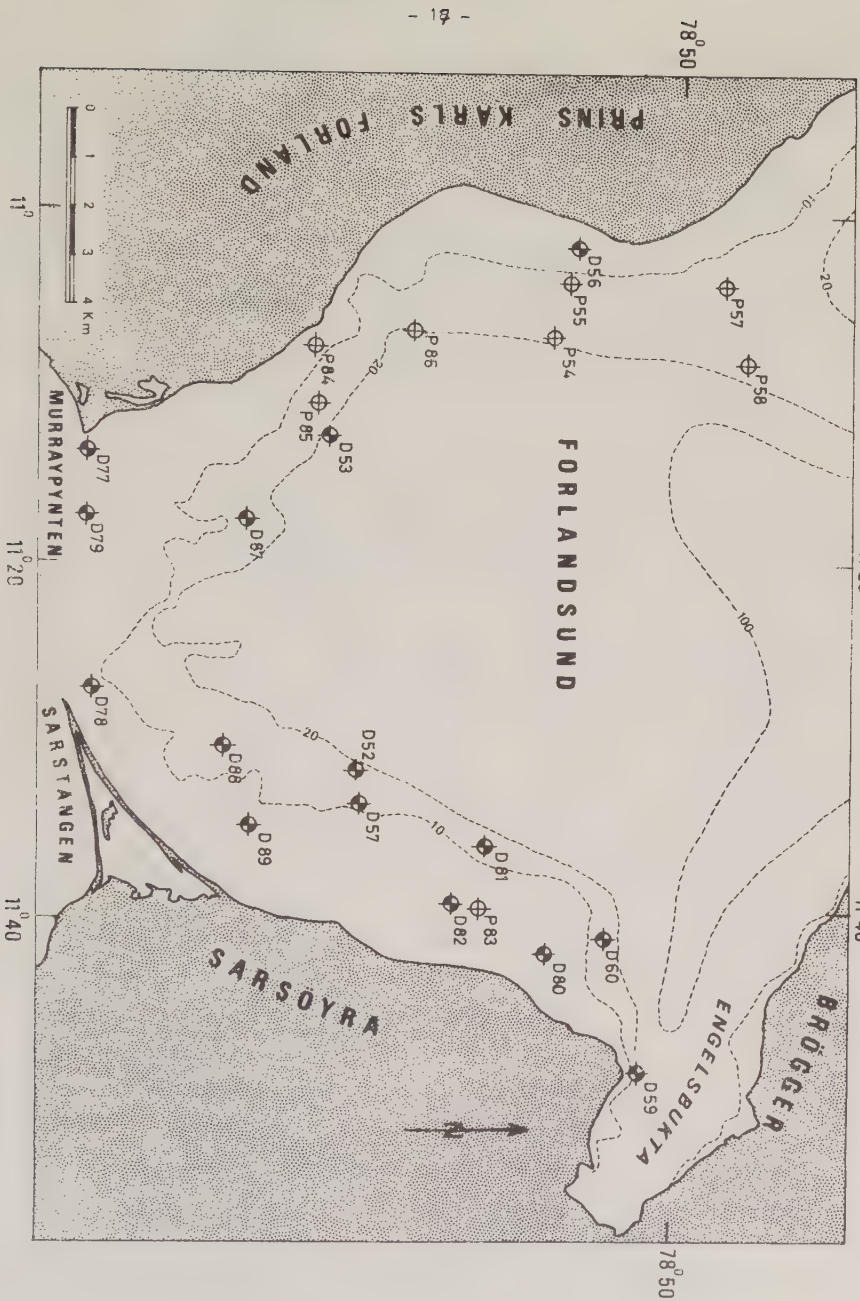


Fig. 5 - Dragages et Plongées dans la zone Nord du Forlandsund.

été les causes de l'établissement d'un camp commun près de ce glacier. Le fjord lui-même, étroit et assez abrité, fut étudié dans de bonnes conditions, mais le travail à terre n'a présenté qu'un intérêt assez restreint car les rives sont, le plus souvent, des falaises rocheuses verticales.

Par contre, les deux zones du Cap Mitra et du Cap Guissez où s'épanouissent les plages anciennes et devant lesquelles se développent des plateformes immergées étaient des terrains de recherche fort intéressants dont l'étude a été facilitée par l'existence d'un mouillage sûr dans la petite anse de Bouréeneset.

La zone Nord du Forlandsund (fig. 5), c'est-à-dire la partie du détroit située au Nord de la flèche Sars, avec ses bordures : péninsule du Brögger et Sarsöyra à l'Est ainsi que l'île du Prince Charles à l'Ouest.

Un bon mouillage pour le bateau et un camp de base à Engelsbukta, associés à deux camps légers à Sarsöyra et dans l'île du Prince Charles, nous donnèrent des rayons d'action satisfaisants, et tout cet ensemble fut étudié tant à terre qu'en mer.

Les îles du Nord-Ouest : Dansköya et Amsterdamöya (fig. 4-2).

La fragilité de la vedette "Kongsbre" a exclu toute possibilité d'un voyage dans une zone aussi exposée et dépourvue de ports ; cependant, l'intérêt de la recherche en était grand, à cause de la position septentrionale et de la nature granitique du terrain. Le paquebot régulier "Skule" a donc débarqué notre groupe (3 personnes) avec tentes et vivres le 3 juillet 1967, pour le reprendre le 13, lors d'un second voyage. Notre barque légère à motogodille fut un moyen de travail efficace pour faire le tour des îles, débarquer facilement et fréquemment afin d'étudier les plages et de lever des coupes vers l'intérieur.

La drague à cônes "Berthois", manoeuvrée à la main, a donné toute satisfaction jusqu'à une profondeur d'une quinzaine de mètres.

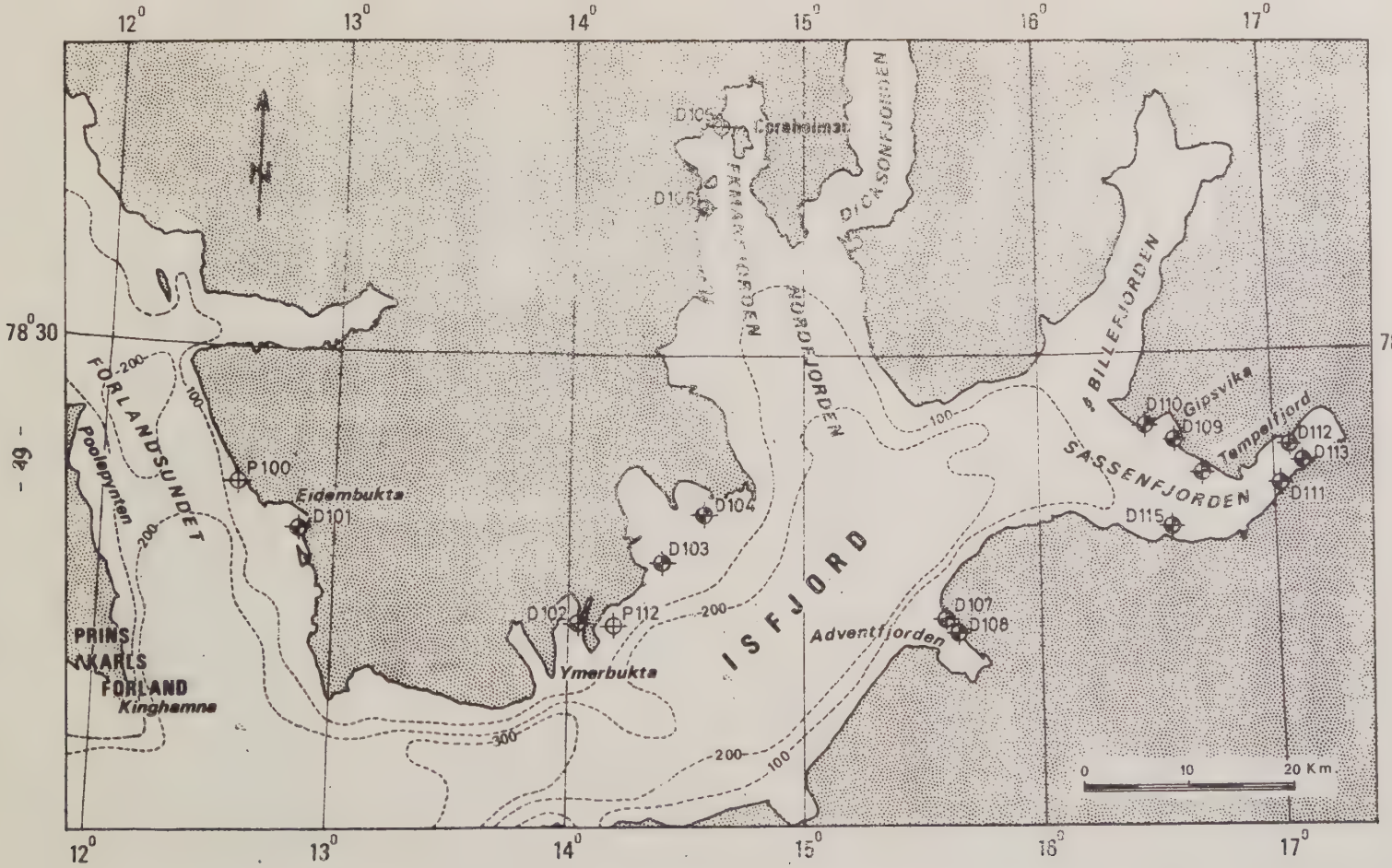


Fig. 6 - Dragages et Plongées dans le Sud du Forlandsund et dans l'Isfjord.

1.2.3 - Les zones de recherche plus ponctuelle

Le Sud du Forlandsund (fig. 6).

Au Sud de la flèche Sars, le détroit s'élargit et les houles du Sud sont très violentes. Les essais de traversées pour enregistrer des bandes de sondages se soldèrent par des échecs. On ne fit qu'une plongée et un dragage. En l'absence de mouillage sûr pour le Kongsbre, un véritable camp de base d'où auraient rayonné les recherches à terre ne put être installé. Il fallut se contenter d'un mouillage médiocre à Eidembukta. Toutes les plateformes littorales de la rive Est furent quand même parcourues. Le travail à terre a été plus satisfaisant que le travail en mer.

La rive Ouest, c'est-à-dire le Sud de l'île du Prince Charles, était difficilement accessible à notre vedette. Cependant, elle fut rapidement étudiée, à partir d'un mouillage à Kinghamma dans le Sud et grâce à des débarquements aux trois caps principaux : Pricepynten, Poolepynten, Dawespynten.

L'Isfjord (fig. 6).

Ses dimensions de mer intérieure, la violence des coups de vent, nous réservaient des surprises désagréables. Le Kongsbre ne pouvait le traverser que par beau temps et il fut hors de question de faire des enregistrements de sondages par le travers. Restait la solution de travailler tout autour, en étudiant les fjords affluents (qui peuvent d'ailleurs atteindre les dimensions du Kongsfjord) : Ekmanfjord, Sassenfjord, Tempelfjord, Adventfjord. Nous avons parcouru toutes les côtes de l'Isfjord, sauf celles du Dicksonfjord et du Billefjord, déjà étudiées par les Norvégiens, ainsi que celles des alentours de Barentsburg qui sont soviétiques.

Dans l'Isfjord, une organisation plus souple due à notre vie à bord de la vedette, a accru la sécurité : n'étant pas liés à un camp à terre, il nous fut toujours possible de réagir aux changements de temps (qui ne nous furent pas épargnés). Cependant, autour des mouillages, les recherches à terre ont toujours été plus poussées que dans les régions de passage où nous ne débarquions que

pour des études rapides : Ymerbukta, l'île Coraholmen, l'anse de Bjona près de la montagne du Temple, Gipsvika et la région de Longyearbyen furent ainsi des secteurs de recherche intensive.

Notre travail dans l'Isfjord reste un exemple caractéristique de recherches ponctuelles imposées par les conditions matérielles.

Ainsi cette étude se présente-t-elle sous la forme d'investigations, menées en divers points particuliers et séparés, choisis pour leur accessibilité dans nos conditions matérielles de travail, mais aussi pour l'intérêt qu'ils semblaient devoir présenter d'après les cartes et les photographies aériennes. C'est de la confrontation et de la coordination des résultats obtenus en ces différents lieux que nous avons cherché à tirer des conclusions qui semblent valables pour un ensemble morpho-climatique plus vaste et plus continu, s'étendant au Spitsberg de l'Ouest et du Nord-Ouest. Une telle méthode, procédant par échantillonnage et par généralisations prudentes et raisonnées, paraît la seule valable dans un milieu d'accès et de parcours difficile comme le sont les côtes du Spitsberg.

2 - LES METHODES D'ANALYSE AU LABORATOIRE

2.1 - Critique du choix des méthodes

La plupart des échantillons dragués ou prélevés en plongée sous-marine sont très hétérogènes et toutes les catégories granulométriques sont représentées depuis les blocs jusqu'à la fraction fine.

Dans ce cas, la traduction de l'état moyen des fonds est difficile à représenter par une classe granulométrique moyenne.

De plus, selon les années et en fonction des moyens de

transport, les échantillons ramenés au Laboratoire furent plus ou moins abondants. Dans les grandes dimensions (galets et cailloux), nous n'avons pas toujours disposé des quantités souhaitables pour entreprendre une étude détaillée. Aussi les méthodes d'analyse ont-elles été parfois déterminées par la quantité de sédiment disponible.

Nous ne discuterons pas des limites de classes granulométriques, définies différemment par les auteurs. Nous avons retenu la classification de J. Bourcart (1941 et 1947), adaptée à la série des tamis utilisés au laboratoire (série A.F.N.O.R) et dont la progression géométrique a comme raison : $\sqrt[10]{10} = 1,259$.

- cailloux ou galets : au-dessus de 20 mm
- graviers : de 20 mm à 2 mm
- sables : de 2 mm à 40 microns (sable grossier : de 2 mm à 1 mm)
  (sable moyen : de 1 mm à 0,2 mm)
  (sablon : de 0,2 mm à 40 microns)
- pélites : au-dessous de 40 microns (limon : de 40 microns à 2 microns)
  (argile : au-dessous de 2 microns)

Pour séparer <u>les galets</u> en lots suivant leurs dimensions, puis construire une courbe pondérale, il faut disposer d'une grande quantité d'éléments, ce qui fut rarement le cas à cause du poids prohibitif. De toutes façons le résultat obtenu est douteux en raison des incertitudes du pourcentage des cailloux par rapport à l'ensemble de l'échantillon. F. Hinschberger (1970) a également signalé l'arbitraire de cette méthode ; quelques cailloux en plus ou en moins changent complètement les proportions.

<u>Les graviers et les sables</u> ne posent pas de problèmes particuliers. Ils ont été tamisés sur une secoueuse Roto-Lab. Le seul problème est d'ordre technique, signalé par Hommeril (1964) et Hinschberger (1970), à savoir : l'existence d'un tamis vide ou presque lorsqu'on passe des graviers aux sables. La correction peut se faire sur la courbe cumulative.

Les pélites ne peuvent être étudiées par tamisage, car, au-dessous d'une certaine dimension, les particules sont trop fines pour être calibrées par les mailles du tamis. On a utilisé la méthode de décantation.

Chaque grande catégorie granulométrique réclamant une méthode d'étude particulière, il est difficile ensuite, sur une courbe granulométrique représentant l'ensemble du matériel, de raccorder les courbes de chaque fraction de sédiment. Nous avons pourtant essayé de tracer quelques courbes granulométriques totales dans les cas où, toutes les catégories étant bien représentées, l'analyse globale s'imposait.

Pour d'autres échantillons, l'analyse détaillée a porté sur telle ou telle catégorie jugée plus représentative. Mais les pourcentages respectifs des galets, graviers, sables, pélites, par rapport à l'ensemble du prélèvement, ont toujours été évalués de façon à ne pas perdre de vue l'aspect moyen du fond. Il a paru utile d'exposer ces difficultés au préalable pour justifier l'utilisation de méthodes variées et pour rendre compte des obstacles auxquels on se heurte dans la recherche d'une vue synthétique de l'aspect sédimentologique des fonds sous-marins.

2.2 - Etude des cailloux et galets

Un crible à ouvertures circulaires de 20 mm de diamètre permet de les séparer rapidement du reste du lot.

2.2.1 - Les galets des cordons

Chaque fois que cela fut possible, les cordons de galets ont fait l'objet d'études systématiques. Certains cordons sont remarquablement développés, par exemple : au Cap Mitra, à Kvadehuk, à la sortie de l'Adventfjord, dans l'île du Prince Charles et dans les îles Dansköya et Amsterdamöya.

Mais les difficultés matérielles habituelles (manque de

temps, froid rapidement intolérable quand on fait les mesures sur place, nécessité de restreindre la quantité à emporter...) ont rendu obligatoire un choix parmi les méthodes.

Nous avons donc renoncé à plusieurs techniques intéressantes (analysées par Hommeril, 1961) pour nous consacrer à des études comparatives de l'émoussé des galets, qui semble le critère essentiel pour juger de l'action des forces en présence sur le littoral. Nous avons renoncé à utiliser l'indice d'aplatissement qui est en relation trop étroite avec la nature pétrographique et qui ne nous donnait pas de résultats intéressants sur un plan général.

Les stations ne pouvaient pas être assez nombreuses pour étudier les variations granulométriques selon des profils transversaux aux cordons de galets ou selon l'orientation de la côte (Hommeril, 1967). D'autre part, le matériel recueilli n'était pas assez abondant pour permettre une granulométrie complète, par classes de longueur ou de largeur.

Les cordons ne seront donc caractérisés que par un petit nombre de stations, variable selon l'ampleur du cordon. Pour rendre les comparaisons possibles, les mesures sont faites sur des lots de 100 galets (exceptionnellement le nombre a été réduit à 50) de même nature pétrographique et choisis dans la même classe de longueur. Le calcaire a été généralement retenu car on le retrouvait sur presque tous les cordons. En cas d'absence du calcaire, ce sont les quartz, les grès ou les granites qui ont été mesurés. La classe des longueurs, entre 42 et 60 mm, fut retenue à cause de sa fréquence et parce que les lots de 100 galets de cette catégorie représentent un poids encore raisonnable. Exceptionnellement, les mesures ont porté sur la classe 62-80 mm.

Longueur, largeur, épaisseur sont mesurées au pied à coulisse. Le plus petit rayon de courbure, r^1, et le rayon suivant, r^2, sont évalués sur une cible. Mais seul a été utilisé l'indice d'émoussé de premier ordre $\frac{2\,r1}{L}$ que, par convention, on multiplie par 1000 (A. Cailleux et J. Tricart, 1959). Les valeurs des indices sont portées sur des histogrammes. On retient les valeurs médianes

et extrêmes de l'émoussé.

2.2.2 - Les cailloux et galets dragués ou recueillis en plongée

Les sédiments des fjords sont souvent composés des trois fractions granulométriques : fraction fine, fraction graveleuse et cailloux.

Aucune mesure systématique n'a été faite sur les cailloux. Ceux-ci étant de natures pétrographiques très variées, il aurait fallu pouvoir en prélever puis transporter d'énormes quantités pour travailler ensuite sur une nature définie.

D'autre part les mesures de longueur, largeur, épaisseur, rayons de courbure ne sont guère utiles car, pour la plupart, ces cailloux sont très anguleux. Ils n'ont aucun caractère de façonnement marin et il est superflu de calculer un indice d'émoussé. Parfois, dans un lot, se distingue un galet très arrondi, à l'émoussé parfait, qui doit être un galet de marmite.

Il aurait été, par contre, intéressant de calculer les indices d'émoussé des galets recueillis sur les plages sous-marines mais la quantité recueillie fut insuffisante pour que les chiffres aient quelque valeur.

Nous nous sommes donc souvent contentés d'évaluer le pourcentage en poids des cailloux par rapport à l'échantillon total. On considère que ce chiffre a une certaine valeur si le prélèvement atteint environ 2 Kg (Berthois, 1959).

Cependant, dans les lots les plus importants un fractionnement dimensionnel a pû être effectué en calibrant les galets sur une série de cribles à ouvertures circulaires, de diamètres croissants.

2.3 - Etude des graviers et des sables

La représentation graphique et le traitement statistique des données granulométriques ont posé des problèmes de choix, tant les indices utilisés par les auteurs sont nombreux.

2.3.1 - Les diagrammes triangulaires

Ils sont utiles pour situer les sédiments complexes, hétérogènes pour lesquels la courbe granulométrique totale n'a pas toujours été réalisable. La représentation par diagrammes en barres, en fonction des classes granulométriques, est facile à réaliser et très évocatrice.

2.3.2 - Les courbes granulométriques

En abscisses logarithmiques sont portés les diamètres des grains et en ordonnées les pourcentages pondéraux cumulés correspondants. Nous avons renoncé à l'échelle de probabilité pour l'échelle arithmétique qui a l'avantage de permettre une bonne appréciation visuelle de la distribution et qui autorise la construction de la courbe de fréquence par la méthode des tangentes à partir de la courbe cumulative (Rivière A., 1952).

2.3.3 - Les principaux indices numériques

Nous avons utilisé les paramètres de position suivants :

- La médiane (Md) est la valeur du terme occupant la position centrale dans la distribution : autrement dit, l'abscisse du point de la courbe cumulative dont l'ordonnée est 50 %. Elle représente le diamètre du grain moyen.

- Le premier quartile (Q 1) : l'abscisse du point de la courbe dont l'ordonnée est 25 %.

- Le troisième quartile (Q 3) : l'abscisse du point dont l'ordonnée est 75 %.

De ces indices numériques, immédiatement déchiffrables sur les courbes cumulatives, on peut déduire différents paramètres.

Par le calcul graphique, on peut lire directement plusieurs paramètres :

- Le Q de phi de Krumbein : on mesure l'intervalle d'abscisse qui sépare Q1 de Q3, exprimé en unités phi. Plus Q de phi est

grand, plus le sédiment est mal trié.

- Le So (Sorting Index) de Trask ou coefficient de mauvais triage

$$So = \sqrt{\frac{Q\ 1}{Q\ 3}}$$

On peut l'obtenir directement à partir de Q de phi (Q de phi = Log2 So). On peut l'obtenir aussi par calcul arithmétique. Plus So est grand, plus le sédiment est mal trié. Le So de Trask complète le Q de phi de Krumbein, en y apportant des nuances :

	So $<$ 2,5	:	produit très bien classé
2,5 $<$	So $<$ 3,5	:	produit normalement classé
3,5 $<$	So $<$ 4,5	:	produit assez bien classé
4,5 $<$	So	:	produit mal classé.

- L'Hétérométrie de Cailleux (Hé) est un intervalle d'abscisse qu'on mesure comme le Q de phi (Cailleux et Tricart, 1959, p. 154).

Ces trois paramètres caractérisent le triage du sédiment ; ils découlent les uns des autres. Nous avons plus volontiers utilisé le So de Trask car son emploi courant en sédimentologie permet des comparaisons avec les résultats des autres auteurs.

Cependant, le So de Trask, fondé sur le calcul des percentiles P 25 et P 75, ne traduit que la dispersion de 50 % du sédiment de part et d'autre de la médiane, mais dans la plupart des cas, cela est suffisant.

- L'indice de classement de Berthois (C 2)

$$C\ 2 = Y\ 2 - Y\ 1$$

La signification de cet indice est fondée sur le fait qu'un sable est d'autant mieux classé que la proportion de grains voisins du grain moyen est plus grande (Berthois, 1949).

Cet indice se détermine graphiquement : on porte de chaque

côté de la médiane l'intervalle qui représente la raison de la progression des tamis ; on lit les pourcentages correspondant aux intersections de la courbe cumulative avec ces verticales. L'intérêt de C 2 est de pouvoir lui adjoindre l'indice d'asymétrie A 2 qui est son complément.

- L'indice d'asymétrie de Berthois (A 2)

Il est donné par la différence entre le pourcentage des grain $\sqrt[10]{10}$ fois plus petits et des grains $\sqrt[10]{10}$ fois plus gros que le grain moyen.

Les grains plus gros que les grains moyens sont représentés par :

$C'2 = y2 - 0,5$

Les grains plus fins que le grain moyen par :

$C''2 = 0,5 - y1$

$A\ 2 = C'2 - C''2$

Le coefficient d'asymétrie est négatif si ce sont les gros grains qui sont mieux triés, positif si ce sont les petits grains.

Par calcul arithmétique, nous avons recherché l'indice d'asymétrie de Skewness

$$SK = \frac{Q\ 1 \times Q\ 3}{Md\ 2}$$

C'est un coefficient qui exprime la symétrie par rapport à la médiane. S'il est égal à 1, le mode coïncide avec le diamètre moyen. Plus SK est loin de l'unité, plus le mode est loin du diamètre moyen.

$SK > 1$: le classement est maximal du côté des grains fins.

$SK < 1$: le classement est maximal du côté des grains grossiers.

Nous n'avons pas multiplié les indices calculés arithmétiquement.

2.3.4 - L'analyse morphoscopique

Les graviers ont été soigneusement examinés à vue, mais nous avons renoncé à traduire des résultats de façon chiffrée. Les natures pétrographiques sont trop variées et, d'autre part, l'émoussé est toujours très faible. Au mieux, les arêtes sont émoussées, mais souvent les graviers sont anguleux et non usés.

Les sables ont été observés à la loupe binoculaire. D'abord nous avons fait un premier comptage pour évaluer les pourcentages par nature pétrographique puis un deuxième comptage pour la morphométrie des quartz. L'intérêt des résultats s'est révélé minime eu égard à la longueur des opérations ; nous avons donc renoncé à l'analyse pétrographique, et nous nous sommes limitée à la morphométrie du quartz. Par contre, pour éviter la confusion entre quartz et feldspath, un grand nombre d'échantillons a été soumis à une attaque à l'acide fluorhydrique qui couvre les feldspaths d'un dépôt blanc de fluosilicate (Cailleux et Tricart, 1959). D'après ces auteurs (p. 103), les feldspaths "donnent les mêmes types de grains que les quartz et, dans les mêmes conditions, leur vitesse d'usure est presque aussi faible que celle du quartz". Il serait donc peu utile de s'efforcer d'éviter toute confusion. En fait, dans les conditions de notre étude, les feldspaths ne réagissent pas comme les quartz : ils sont toujours plus émoussés.

Prenons comme exemple un échantillon de Dansköya (D 90) :

- sans préparation : non usés : 63 %, arêtes émoussées 25 %, émoussés picotés 9 %, ronds mats 3 %.
- après préparation à l'acide fluorhydrique : non usés 100 %.

Ce qui prouve que 47 % des grains qui avaient été pris pour des quartz étaient des feldspaths, tous mieux façonnés que les quartz.

Dans un premier temps nous avons opéré systématiquement sur les refus des trois tamis 0,315 mm, 0,5 mm, 0,8 mm (Cailleux et Tricart, 1959, en ont exposé l'intérêt). Les décomptes ont porté sur 100 grains. Devant la grande homogénéité d'ensemble, il a paru

superflu de procéder à ces longs comptages par catégories et l'examen morphoscopique a été fait sur une prise de sable non calibré. La très forte proportion de non usés et l'absence quasi totale des émoussés luisants sont des caractères remarquables, communs à tous les échantillons.

2.4 - Etude de la fraction fine

Les sédiments fins abondent dans les fjords. Le pourcentage de la fraction fine par rapport à l'ensemble de l'échantillon a toujours été évalué ; lorsqu'il était important, l'analyse détaillée a été faite.

2.4.1 - Méthode d'analyse par sédimentation

La technique d'étude est fondée sur la vitesse de sédimentation des particules en milieu liquide : on déduit par calcul les dimensions de ces particules.

La loi de Stokes donne la vitesse de chute des particules dans un liquide, chaque particule étant assimilée à une sphère de rayon r.

$$r = \sqrt{\frac{v}{c}} \quad \text{où}$$

v est la vitesse de chute des particules en cm/s,
c est la constante de Stokes. Cette constante a été calculée pour différentes températures et à des densités variables par H. Gessner (1936). Le tableau qu'il en donne a été repris par différents auteurs (Verger, 1963, p. 22).

2.4.1.1 - La préparation des échantillons est longue. Avant la mise en sédimentation de l'échantillon, il faut détruire les agrégats et disperser les "grains" du sédiment, pour éviter la floculation.

Après destruction des matières organiques et des carbonates, on disperse les particules par une longue agitation mécanique

(12 à 18 heures dans un agitateur rotatif) en ajoutant un défloculant (tripolyphosphate de soude).

2.4.1.2 - L'analyse à la pipette

On prélève des volumes donnés, dans lesquels se trouve diluée une fraction de l'échantillon, ce dernier étant en cours de sédimentation.

Deux types de méthodes ont été utilisées :

- La méthode Robinson-Köhn qui permet de séparer sable, argile, limon. Un premier prélèvement à 20ºC, au bout de 4 minutes 48 secondes, comprend les argiles et les limons ; les sables sont déjà tombés au fond. Un deuxième prélèvement au bout de 8 heures donne les argiles. Les pesées après séchage et des calculs simples permettent de connaître les pourcentages des trois catégories granulométriques dans l'échantillon.

- Le bain-marie Rivière avec pipettes d'Andreasen (voir Verger, 1963, p. 37) permet une analyse plus fine et nous l'avons utilisé pour les échantillons de l'Isfjord, particulièrement argileux. Nous avons procédé à 8 prises par échantillon (2 mn, 4 mn 16 mn, 1 h, 2 h, 4 h, 8 h, 1 jour).

Le problème des erreurs de mesure a été envisagé par de nombreux auteurs ; nous n'avons pas critiqué la précision de nos mesures ; nous nous sommes fiée aux résultats de ces auteurs, en particulier Berthois (1958) et Lamboy (1967).

2.4.2 - La diffractométrie aux rayons X

Les minéraux argileux ont été soumis à des analyses par diffraction aux rayons X. Une partie de ces analyses a été effectuée au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen*. Y. Moign a analysé

---

* Nous remercions bien vivement M. Le Directeur JOURNAUX et M. PELLERIN

un autre lot, au Laboratoire de Géologie de Nantes grâce à l'accueil bienveillant de M. Le Professeur Ottman et l'aide précieuse de L. Barbaroux.

L'étude de la fraction fine aux rayons X est basée sur quelques principes fondamentaux :

Si l'on fait tomber un faisceau de rayons X sur un cristal, chaque noeud du réseau devient le centre d'une petite onde réfractée ; le faisceau est réfléchi dans les directions où il y a accord de phase entre ces ondes.

Une poudre microcristalline comporte des milliers d'individus cristallins orientés de façon quelconque par rapport au faisceau. Cependant, statistiquement, il existera toujours un certain nombre de cristaux privilégiés, c'est-à-dire placés dans une position telle qu'ils obéissent à la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2\, d \sin\theta \qquad \text{ou} \qquad d = \frac{n\lambda}{2 \sin\theta}$$

d = la distance entre deux plans réticulaires

θ = le complément de l'angle d'incidence

λ = la longueur d'onde utilisée

n = un nombre entier de longueur d'onde.

Lorsqu'un faisceau de rayons X arrive sur la poudre, ceux-ci sont diffractés par tous les cristaux placés dans une position telle que la loi de Bragg se trouve réalisée. Connaissant ces directions, on peut remonter aux distances réticulaires, donc aux minéraux.

Le rayonnement diffracté est enregistré graphiquement par l'intermédiaire d'un scintillomètre. Sur le diagramme ainsi obtenu, il existe une possibilité de comptage par mesure de la surface et de la hauteur des "pics". Les différents minéraux ont des pics caractéristiques ; on peut connaître ainsi les types d'argile présents dans l'échantillon.

2.5. - La calcimétrie

Le calcul du taux de carbonate de calcium a été fait pour

tous les échantillons, sauf lorsqu'on pouvait l'estimer nul à l'oeil : par exemple dans le cas de sédiments très grossiers, formés de graviers et de cailloux, quand aucun débris coquillier n'était visible.

Selon les types d'échantillons, deux méthodes furent utilisées.

2.5.1 - La méthode pondérale

100 grammes, prélevés parmi le sédiment moyen, sont soumis à l'action de l'acide chlorhydrique dilué, jusqu'à disparition complète du carbonate de calcium. Le résidu est lavé, séché, pesé. Par soustraction, on évalue la teneur en $Co_3 Ca$.

Cette méthode convient aux sédiments assez grossiers (graviers et sables).

2.5.2 - La méthode volumétrique

Elle a été appliquée aux sédiments fins. Au moyen du calcimètre Bernard, on attaque l'échantillon à l'acide chlorhydrique et on mesure le volume du gaz dégagé dont on déduit la quantité de $Co_3 Ca$ entrée en réaction avec l'acide. Nous avons opéré sur des prises de 2 grammes.

Les deux méthodes donnant des résultats de valeur comparable (analyse critique par Hinschberger, 1970, p. 130), c'est en fonction de la granulométrie du sédiment que nous avons choisi l'une ou l'autre.

2.5.3.- Distinction du calcaire organique et du calcaire minéral

Dans les cas les plus simples, la fraction siliceuse est entièrement d'origine terrigène et la fraction calcaire entièrement d'origine biogène. Mais, dans les régions où abondent les roches calcaires, il n'est pas toujours facile de faire la part du calcaire minéral et celle du calcaire organique. Si le sédiment est

grossier. le tri se fait aisément à vue. Mais, s'il est fin, cette séparation est impossible. Aussi les pourcentages de carbonate de calcium dans les échantillons fins ne représentent pas toujours exclusivement la partie organique. Les plus forts pourcentages sont obtenus sur les plateformes faiblement immergées où abondent coquilles et maërl, et, dans ce cas, le tri entre la partie minérale et la partie organique est facile.

En choisissant telle ou telle méthode de travail au Laboratoire, notre but n'a pas été de procéder à une étude sédimentologique exhaustive, mais d'apporter des précisions à l'observation générale du littoral et des strandflats tant émergés qu'immergés et, par l'examen et les mesures détaillées des sédiments meubles, d'essayer de comprendre les processus en action dans un secteur côtier de zone froide.

1ère PARTIE

L'ORIGINALITE DU CADRE PHYSIQUE

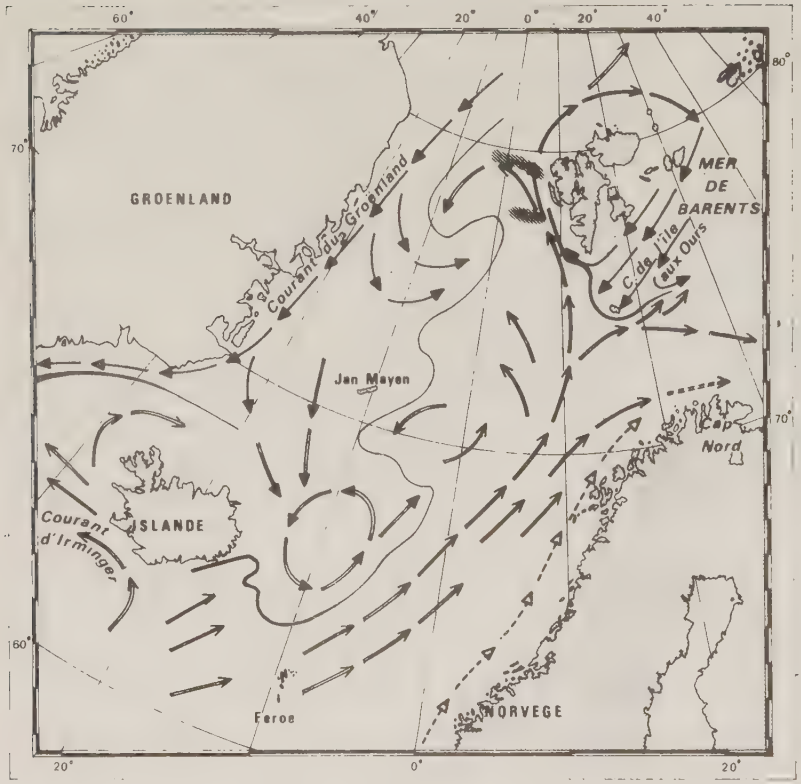
La morphologie littorale du Spitsberg est-elle à prédominance climatique ou azonale ? Quelle part attribuer à l'action du froid dans l'élaboration des formes ? Le climat polaire fait du Spitsberg un pays de glaciers et de banquise. Mais, chaque été, la mer est libérée, la neige fond sur les plaines littorales, le sol dégèle en surface. Ce sont les interférences contradictoires des phénomènes dus au gel et de ceux liés au dégel qui donnent son originalité au cadre de notre étude.

Le cadre structural importe relativement moins que l'environnement climatique. Cependant, à la morphologie climatique s'imposent certains impératifs créés par une tectonique en "touches de piano", avec des failles qui ont joué jusqu'à nos jours à travers une très longue histoire géologique.

Le Spitsberg, "pays des Montagnes Pointues", est frangé d'une zone côtière basse où les glaciers, nombreux et de types variés, ont opéré des avances et reculs successifs. Récemment, sous l'effet de la récession glaciaire et de l'isostasie, la zone basse fut en phase d'extension et elle nous livre l'histoire, non seulement des avancées et des retraits glaciaires, mais aussi de la rivalité entre les invasions marines et le soulèvement isostatique.

Figure 1_1 _ le Svalbard dans la circulation océanique.

(d'après Guilcher 1958,1965 et divers auteurs.)



légende:

dorsales de Nansen (au Nord) et de Barentsburg.

front hydrologique (très marqué quand le trait est épais.)

courant d'eau atlantique salée et relativement chaude

" peu salée et froide

" à caractères intermédiaires entre les deux précédents.

" d eau peu salée à température variable suivant la saison

le précédent mélange à l eau atlantique.

Chapitre I

LE CLIMAT ET LA MER

Un climat polaire aux fortes influences océaniques (fig. 1-1)

Par sa position (entre 76°30 et 80° de latitude Nord), le Spitsberg est situé dans la zone polaire froide, à deux saisons, l'été au jour continu et l'hiver à la nuit polaire. Mais il se trouve aussi à la limite d'influence de la Dérive Nord-Atlantique, issue du Gulf Stream qui transporte, avec des eaux attiédies, des masses d'air doux et humide. En été, les influences océaniques s'exercent sur les côtes occidentales du Spitsberg, amenant une douceur relative de l'air et des pluies ; en revanche, dans l'Est qui échappe à cette influence, l'air est plus sec, plus froid et la banquise fond difficilement ; d'autant plus que se fait sentir l'influence du courant froid de direction N.N.E. - S.S.W. qui longe la côte orientale. La rencontre de ces deux courants au niveau de l'extrémité méridionale du Spitsberg (Sörkapp) et vers la région du Hornsund, car le courant froid remonte quelque peu vers le nord près de la côte, détermine pour toute cette zone un climat brumeux, très arrosé en été. Le climat du Sud est ainsi plus rude que celui des régions septentrionales qui échappent à l'influence du courant froid en recevant l'action adoucissante de la dérive Nord-Atlantique.

Le climat du Spitsberg est donc à la fois sous l'influence de la situation en latitude et de la situation par rapport à la circulation océanique.

1 - LA CIRCULATION OCEANIQUE GENERALE AUTOUR DU SPITSBERG

Par les grands fjords, la mer pénètre jusqu'au coeur du pays. En hiver, le Svalbard appartient au monde polaire ; les côtes sont bloquées par la banquise qui s'étend loin vers le sud jusqu'à l'Ile aux Ours. En été, l'océan reprend possession de l'archipel,

avec les courants, les marées, la houle et les vagues. Le Spitsberg cesse, pendant un court moment, d'être un pays arctique pour devenir semblable à n'importe quelle région tempérée. L'étude de cette alternance saisonnière peut nous aider à comprendre les formes particulières de la zone littorale et prélittorale.

1.1 - Une situation de contact

1.1.1 - Contact de deux mers aux caractères hydrologiques très différents.

Le Svalbard est baigné sur sa face occidentale par la mer de Norvège qui communique avec la mer polaire arctique par la Dorsale dite de Nansen. Celle-ci n'est pas un obstacle à la circulation des eaux, car, si elle culmine parfois à moins de 1.000 m, elle est échancrée de passages atteignant 2.000 et même 3.000 m de profondeur. La mer de Barents le borde sur sa face orientale (fig. 1.1).

1.1.2 - Contraste entre les façades orientale et occidentale

Les eaux attiédies du courant Nord-Atlantique parcourent la mer de Norvège du Sud au Nord, faisant de la côte occidentale du Svalbard une côte exceptionnellement chaude par rapport aux régions de même latitude ; alors que, malgré l'adoucissement provoqué par les apports atlantiques qui pénètrent par le Sud et par le Nord du Svalbard, la mer de Barents, au niveau de ce pays, reste une mer froide. Cette situation provoque un fort contraste entre la façade occidentale et la façade orientale du Svalbard.

Les eaux froides circulent du Nord vers le Sud le long de la côte Est du Spitsberg. Les caractères de l'eau polaire sont assez variables, les températures varient de - 1,9ºC à + 5ºC. Les températures supérieures à - 1ºC résulteraient d'un mélange avec l'eau atlantique. Les salinités varient de 33,9 à 34,9 (Lee, 1951, rapporté par A. Guilcher, 1958).

Le front hydrologique entre cette eau froide polaire (courant de l'Ile aux Ours) et les eaux du courant atlantique se situe sur la pente Sud-Est de la plateforme sous-marine de l'Ile aux Ours. Le courant polaire de l'Ile aux Ours est sujet à des variations en latitude liées à des poussées occasionnées par les vents du NE. Il peut ainsi passer soit au Nord, soit au Sud de l'Ile aux Ours.

Le courant froid polaire ne se dirige pas en totalité vers le Sud. Une partie de ses eaux contourne le Sörkapp et longe les côtes Sud-Ouest du Spitsberg avant de se mélanger aux eaux tièdes du courant atlantique. Nous avons signalé qu'il était responsable de la rudesse du climat du Spitsberg méridional.

1.2 - L'importance du courant Nord-Atlantique

1.2.1 - Extension du courant Nord-Atlantique

L'arrivée jusqu'à des latitudes aussi élevées du courant Nord-Atlantique est d'une importance primordiale. Celui-ci, issu du Gulf-Stream, atteint l'océan Arctique en longeant la bordure orientale de la mer de Norvège et en se divisant peu à peu en ramifications. Ses eaux sont tièdes et salées. La salinité atteint ou dépasse 35 ‰ et l'isotherme 6ºC en surface atteint le parallèle 76º au mois d'août (d'après la mise au point d'A. Guilcher, "l'Europe du Nord et du Nord-Ouest," 1958).

Après le départ du courant d'Irminger qui bifurque au Sud de l'Islande, le bras principal du courant Atlantique, influencé par la force de Coriolis et par les vents d'Ouest, est rejeté vers la Norvège et poursuit son trajet vers le Nord en suivant la pente continentale norvégienne. Il perd à nouveau, mais cette fois sur sa droite, une partie de ses eaux qui pénètrent dans la mer de Barents entre la Norvège et l'Ile aux Ours par deux passages : l'un, au Nord de la Norvège, est emprunté par le courant dit du Cap du Nord ; l'autre voie, au Sud de l'Ile aux Ours, correspondant à la forme en vallée

du fond sous-marin, est utilisé par une branche moins rapide mais de section plus grande. Ce qui reste du courant Nord-Atlantique continue son parcours vers le Nord ; on l'appelle alors Courant Atlantique du Svalbard. Il longe la côte occidentale du Spitsberg, franchit la Dorsale de Barentsburg, puis celle de Nansen et finit par pénétrer dans le bassin polaire Arctique. Mais il a encore perdu une partie de ses eaux qui, au niveau du Spitsberg, ont tourné vers l'Ouest pour se diriger vers le Groenland.

Jusqu'au Nord du Spitsberg, le courant du Svalbard conserve ses caractères atlantiques. Les stations hydrologiques faites au Nord de la côte septentrionale (Mosby, 1956) ont mis en évidence, sous une mince couche d'eau froide de fonte des glaces, l'existence d'une couche d'eau tiède et salée, épaisse de 500 à 600 m. La température est supérieure à 1,5ºC et la salinité atteint ou même dépasse 35 ‰. C'est l'eau du courant Atlantique du Svalbard qui contourne le Nord-Ouest du Spitsberg, longe la plateforme continentale de la Terre du Nord-Est et envoie une branche vers la mer de Barents.

1.2.2 - Variations du courant Nord-Atlantique

Le courant atlantique est sujet à des variations (Helland-Hansen, Mosby, Lee). Il a une intensité très variable qui ne semble pas en relation avec les saisons. Il est probable que les variations d'intensité contribuent à fixer le front hydrologique, soit au Nord, soit au Sud de l'Ile aux Ours. Il est vraisemblable aussi qu'elles sont en relation avec les variations climatiques et avec l'extrême variabilité de l'englacement de la mer. Si bien que le Courant Atlantique, moteur essentiel dont dépend le climat et la répartition saisonnière des glaces, a aussi des répercussions sur l'activité humaine en déterminant les conditions de navigation.

2 - LES CONDITIONS CLIMATIQUES

2.1 - Un climat polaire océanique

2.1.1 - Le rythme saisonnier polaire

Il est caractérisé par un été à jour continu, associé à un hiver à nuit continue.

Le soleil apparaît pour la première fois en mars-avril, vers 70º latitude Nord ; dans la Baie du Roi, le soleil de minuit brille du 17 avril au 27 août et la saison d'obscurité complète dure du 23 octobre au 19 février (Orvin, 1934). La période de nuit totale (116 jours) n'est finalement pas très longue car elle est atténuée par des périodes de crépuscule et d'aube.

2.1.2 - Des températures stables en été, variables en hiver

En été* les moyennes mensuelles varient peu ; l'Isfjord Radio (données de "Norsk Meteorologsk Arbok") a enregistré de 1964 à 1967 les températures suivantes qui sont citées à titre d'exemple .

	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPTEMBRE
1964	+ 0,4	+ 3,6	+ 4,4	+ 0,9
1965	+ 1,4	+ 4,1	+ 3,4	+ 0,3
1966	+ 0,5	+ 5,5	+ 4,3	- 1,3
1967	+ 1,5	+ 4,3	+ 3,6	+ 1,1

Le véritable été ne dure que deux mois : juillet - août ; la moyenne de juin, contrairement aux chiffres cités plus haut, est souvent inférieure à 0ºC ; on enregistre en juin et septembre des minima journaliers et parfois des moyennes inférieures à 0ºC, tandis qu'en juillet et août il est tout à fait exceptionnel que la température soit négative. En 1964, l'été (10 juin - 15 septembre) a duré 98 jours** En 1965 (10 juin - 8 septembre), il a duré 90 jours.

---

* Nous entendons par été la période pendant laquelle la température moyenne mensuelle est supérieure à 0ºC. /On** compte les jours dont la moyenne journalière est supérieure à 0ºC.

** ~~On compte les jours~~.

Corbel (1964) cite d'autres nombres : par exemple, en 1962, 97 jours ; en 1954, 125 jours, mais il ne semble pas qu'on puisse conclure avec lui à un raccourcissement actuel de l'été.

Que l'été soit relativement court ou long, la stabilité de la température au-dessus de 0ºC est remarquable. Pour juillet, à Isfjord Radio, la différence n'est que 2,9ºC entre les moyennes les plus élevées et les moyennes les plus basses (Corbel, 1964). C'est là certainement un facteur favorable à la fonte rapide de la neige, de la banquise et au dégel superficiel des sols et des plages.

Températures moyennes pour 1950-1960 ; Isfjord Radio

Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
-10,3	-9,9	-11,9	-8,2	-2,7	-2,1	5,0	4,5	1,3	-2,4	-2,4	-7,9

- Les hivers donnent la touche polaire au climat. Ils sont longs. 8 mois ont des moyennes mensuelles inférieures à 0ºC (Isfjord Radio).

Sur une période de 10 ans (1952-1963) on obtient pour janvier un écart extrême de près de 12ºC entre les températures mensuelles. Exceptionnellement, pendant les quatre années de la période d'étude, la température de janvier est assez stable.

	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai
1964	- 3,3	- 7,9	- 6,5	- 13,4	- 13,7	- 8,9	- 10,4	- 3,6
1965	- 4,7	- 6,1	- 10,5	- 12,7	- 11,9	- 16,9	- 7,0	- 4,2
1966	- 8,0	- 10,2	- 4,7	- 18,0	- 15,3	- 18,2	- 8,3	- 6,9
1967	- 5,4	- 6,2	- 12,4	- 18,6	- 13,2	- 10,6	- 8,6	- 3,3

Si la longueur des hivers est un caractère général de toutes les zones froides, il faut remarquer que les hivers au Spitsberg

sont relativement doux si on les compare à ceux du Groenland ou du Canada septentrional (dans les îles du Grand Nord Canadien : moyenne annuelle - 19ºC à - 20ºC, avec - 37ºC pour le mois le plus froid)...

Cette douceur n'exclut pas les extrêmes. Dans le même mois (janvier 1964) on note à Isfjord un minimum de - 29ºC et un maximum de - 0,9ºC ; en février : - 26,8ºC et + 1,1ºC. On pourrait multiplier les exemples. Le minimum extrême enregistré serait de - 32,2ºC (selon Corbel, 1964).

2.1.3 - Les précipitations sont surtout neigeuses

La neige représente 80 % des précipitations. Les chutes annuelles sont assez modestes si on les compare aux 500 cm de la rive Nord du St Laurent (Canada) ou même aux plus de 60 cm du Nord-Est de la Russie d'Europe (Péguy, 1968). Nous retenons quelques valeurs parmi celles citées par Corbel (1964).

Isfjord-Radio

	Total moyen annuel
1901 - 1930	345 mm
1950 - 1959	363,3 mm
1954 - 1963	411,5 mm

	Moyenne 1950/54	Moyenne 1959/63
Nombre de jours de chute de neige	109	116
Durée du tapis neigeux	190	220

2.2 - Les climats régionaux varient d'Ouest en Est, et non pas du Sud au Nord

L'effet de continentalité se fait sentir beaucoup plus fortement que l'effet de latitude.

2.2.1 - L'effet de latitude

Il a été calculé (Corbel, 1964) en comparant les températures relevées à Björnöya (74º30 de latitude Nord) et à Isfjord-Radio (78º). Toutes deux étant des stations océaniques, l'effet de continentalité est exclu.

1962-63 Température moyenne annuelle à Björnöya : - 4,4ºC
Température moyenne annuelle à Isjford : - 6,4ºC

L'auteur conclut à une diminution de 0,57ºC par degré de latitude en extrapolant l'effet d'une différence de 2ºC pour une différence de latitude de 3º30. En l'absence de données statistiques suffisantes, il est hasardeux de suivre de telles conclusions. Empiriquement, il semblerait même que l'on constate le contraire : des températures plus basses dans les régions méridionales que dans les régions septentrionales. Pendant notre séjour dans les îles du Nord, la température n'a pas été plus rigoureuse qu'au Kongsfjord. Malheureusement, les données manquent. Si ces statistiques existaient, peut-être remarquerait-on un effet de latitude inverse :

- des températures plus rigoureuses vers le Sud sous l'effet du courant froid de la côte Est qui contourne le Sud du Spitsberg.
- des températures plus clémentes vers le Nord qui reçoit les influences de la dérive Nord-Atlantique.

2.2.2 - Les moyennes de température s'abaissent d'Ouest en Est

En constatant que les températures moyennes annuelles* dimi-

* Valeurs citées par J. Corbel (1964) pour les moyennes 1962-1963.

nuent d'autant plus que la position des stations est plus orientale (Isfjord-Radio : - 6,4ºC ; Longyearbuen : - 7,6ºC ; Hopen : - 8,8ºC) et après avoir théoriquement corrigé les écarts dus aux différences de latitude, J. Corbel détermine un écart de 0,2ºC pour 10 km de déplacement vers l'Est. Cet écart peut s'abaisser à 0,1ºC quand l'influence adoucissante de la mer se fait sentir.

Ces données ne sont guère convaincantes car trop de facteurs peuvent modifier l'effet de continentalité : présence de glaciers, encadrement montagneux, exposition, etc...

La comparaison entre Isfjord-Radio et Longyearbyen (une station maritime et une autre plus continentale, sans grande différence de latitude) aurait été plus démonstrative si on avait pu la compléter par des mesures sur la côte Est.

En l'absence de telles statistiques, on peut dire seulement qu'il est probable que les moyennes de températures s'abaissent vers l'Est par suite de l'atténuation des influences adoucissantes des courants marins de la côte occidentale et de l'influence grandissante du courant froid qui baigne la côte orientale.

2.2.3 - La diminution des précipitations de l'Ouest vers l'Est

Elle apparait nettement dans les statistiques comme un résultat de l'effet de continentalité*.

ISFJORD RADIO	LONGYEARBYEN
422 mm	175 mm

Par contre, les stations situées dans des régions côtières ont des précipitations assez semblables, quelle que soit la position en latitude ou en longitude.

HOPEN	BJÖRNÖYA	NY ÅLESUND
345 mm	315 mm	300 à 400 mm

---

* J. Corbel (1964) pour la période 1962/63.

2.3 - Les conditions climatiques estivales de la Baie du Roi

Des relevés détaillés ont été faits (Geoffray, 1966, 1968, 1970) à la Base Française et en altitude dans la zone du glacier Loven Est. Ces mesures concernent la saison d'été exclusivement.

- En juin, le temps est beau ; l'insolation importante et la luminosité très forte activent le dégel et la fonte des neiges qui sont très rapides.

- En juillet, les périodes de beau temps alternent avec des périodes de pluie et de tempête. C'est le mois où le climat est le plus changeant, on y enregistre les maxima de température, de vitesse du vent, et d'intensité des précipitations.

- En août, après quelques jours de soleil, le temps gris s'impose peu à peu, avec plafond bas, brume et brouillard qui caractérisent la fin de l'été.

Les moyennes des données climatiques recueillies au cours des quatre années 1964, 1965, 1966 et 1967, pour la période du 15 juin au 1er septembre (Geoffray, 1968) donnent une idée générale du climat de la Baie du Roi.

Température moyenne ºC	Humidité relative moyenne	Précipitations mm	Insolation % du temps total	Vent % du temps total
5,07	77,7	48	28	67

La température moyenne sous abri est égale à 5,07ºC. Les extrêmes s'en éloignent quelque peu. - 2ºC et + 18ºC sont les minima et maxima relevés sous abri en quatre ans. Le gel est rare au niveau de la mer ; sur un total de 240 jours d'expédition, 21 seulement ont connu des températures inférieures ou égales à 0ºC.

L'humidité relative, atteint en moyenne 77,7 % et approche parfois 100 %. Mais, comme la température moyenne est peu élevée,

l'humidité absolue de l'air reste faible.

Les précipitations ont lieu en été sous forme liquide. Leur total est faible (50 mm). Elles se produisent souvent sous forme de longues averses légères. Plus la saison avance, plus le plafond nuageux se maintient fréquemment en-dessous de 500 m et parfois à 100 m seulement.

L'insolation : le pourcentage de sa durée par rapport au temps total est assez important du fait de l'absence de nuit. Chaque été bénéficie de 2 à 3 périodes de beau temps qui durent 3 à 5 jours chacune.

Les vents dominants soufflent dans la direction Est-Ouest qui correspond approximativement à l'orientation de la Baie du Roi. Leur intensité moyenne est de 12 km/h, avec des pointes de 40 à 60 km/h. La tempête (1964) où on a enregistré 120 km/h fut un événement exceptionnel.

Le Kongsfjord est protégé des vents du Sud et dans une moindre mesure, des vents du Nord. C'est pourquoi nous avions sous-estimé l'importance de ces deux directions avant de ressentir la violence des vents du Nord à Danskøya et des vents du Sud dans l'Isfjord et dans le Forlandsund.

Conclusion

a) Le phénomène de fusion est rapide et continu.

Le premier ruissellement apparent de l'année se produit toujours aux environs du 15 juin sur les plages. Auparavant, pendant quelques jours, un sous-écoulement, négligeable en quantité, a lieu sous la neige à l'emplacement des rivières. La fonte des neiges devient alors extrêmement rapide au niveau des plages, malgré l'ambiance froide. Entre le 15 juin et les premiers jours de juillet, toute la neige disparaît sur les plages et les moraines terminales, exception faite des vallons faiblement exposés au rayonnement solaire. Celui-ci est responsable du phénomène ; même si son intensité instantanée n'est

pas très élevée, l'intensité moyenne journalière est très importante à cause de l'absence de nuit. La fusion est accélérée par les pluies. On a remarqué une fusion très rapide par temps couvert et pluie fine. Il n'y a pas d'arrêt de la fonte par regel. Ce phénomène de dégel continu est la caractéristique fondamentale de l'été au Spitsberg.

Il a une répercussion sur la disparition de la banquise. Avant le 15 juin, la Baie du Roi est encore entièrement prise par les glaces. Quand la banquise commence à se morceler et à fondre, elle peut être évacuée en quelques jours. Il n'y a pas de phénomène de regel temporaire.

b) Peut-on poser le problème du réchauffement ou du refroidissement actuels du climat ?

Si on en croit le témoignage des formes et les études de glaciologie, le réchauffement serait important au Spitsberg Nord-Occidental, peut-être un des plus marqués au monde pour les 50 dernières années. Les glaciers ont beaucoup reculé ; nous verrons que la banquise s'étend moins loin vers le Sud et dure moins longtemps chaque année.

Pourtant, après avoir rassemblé les chiffres publiés chaque année dans Årbok depuis 1960 (Hisdal), on arrive à des résultats assez surprenants. (Tableau page suivante).

Il semble que, depuis 1960 et surtout depuis 1962, le refroidissement soit général. Les écarts par rapport à la moyenne sont négatifs pour pratiquement tous les mois, et surtout les mois d'hiver. Est-ce le début d'une période de refroidissement qui ne provoque pas encore une avance des glaciers, ceux-ci réagissant avec un temps de retard aux sollicitations climatiques ? Il faudra une période d'observation plus longue pour juger s'il s'agit là de l'amorce d'un changement climatique ou simplement d'une légère oscillation provisoire.

Ecarts des températures mensuelles en ºC par rapport aux moyennes calculées pour certaines périodes (Hisdal).

sfjord Radio	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1960 ar rapport à la moyenne 1949-1958	1,7	- 5,0	3,0	2,4	2,2	0,0	1 3	0,6	2,4	- 4,0	- 1,2	- 3,3
1961 ar rapport à la moyenne 1947-1959	- 0,1	- 5,1	1,3	- 1,4	- 0,2	0,3	0,8	0,5	0,1	1,7	0,5	- 4,8
1962 ar rapport à la moyenne 1947-1959	- 1,4	- 3,1	- 4,7	- 2,6	- 3,1	- 1,1	- 1,6	- 1,2	- 1,7	- 0,8	0,7	- 4,5
1963 ar rapport à la moyenne 1947-1962	- 6,7	- 9,9	- 2,6	- 3,4	0,4	- 0,6	- 0,7	0,6	- 0,3	1,4	- 5 3	- 3,4
1964 ar rapport à la moyenne 1947-1963	- 2,8	- 2,6	3,1	- 1,6	- 0,3	- 1,4	- 1,0	0,1	0,2	- 0,8	- 2,0	2,8
1965 ar rapport à la moyenne 1947-1964	- 1,9	- 0,7	- 5,1	0,9	- 0,3	- 0,4	- 0,9	- 0 9	- 0,8	- 2,2	- 0,1	- 1,5
1966 ar rapport à la moyenne 1947-1965	- 7,1	- 4,1	- 6,1	0,5	- 3,6	- 1,2	1,0	0,0	- 2,4	- 5,4	- 4,2	4,5
1967 ar rapport à la moyenne 1947-1966	- 7,3	- 1,8	1,8	0,1	0,2	- 0,1	- 0,3	- 0,7	0,1	- 2,5	0,0	- 3,4
1968 ar rapport à la moyenne 1947-1967	- 1,9	- 1,9	- 3,9	- 3,1	- 1,1	- 1,2	- 1,0	- 0,5	- 2,0	- 9,1	- 8,3	- 8,7

3 - L'ALTERNANCE : EN ETE L'OCEAN, EN HIVER LA BANQUISE

3.1 - La mer à la côte

Pour poser correctement les problèmes de morphologie littorale et sous-marine, il est nécessaire de connaître les forces en action et en particulier les caractères de la mer à la côte. Mais, si les observations fragmentaires ne manquent pas, les résultats systématiques et chiffrés font cruellement défaut.

3.1.1 - Les marées

On peut trouver des renseignements sur les marées du Svalbard dans la Table Générale des marées (ouvrage nº 540 du Service hydrographique de la Marine). Mais il s'agit de données assez peu précises, limitées aux heures et hauteurs des pleines mers, rapportées à celles de Brest par des correspondances discutables. Il est préférable de se procurer l'annuaire des marées norvégien concernant Longyearbuen. En utilisant des éléments extraits des "Tide Tables" britanniques, on peut passer de la marée de ce port à celle du Kongsfjord.

La marée est semi-diurne comme sur nos côtes. Pour l'année 1965, qui nous a servi de référence, en période de grande marée, la hauteur maximale est de 181 cm, la hauteur minimale de - 11 cm, soit un marnage de 192 cm. Le marnage moyen*, 118 cm, fait entrer le Spitsberg dans la catégorie des régions au marnage de valeur moyenne (1 à 2 m) qui n'ont pas de répartition bien particulière dans le monde (A. Guilcher, 1965). Ces chiffres concernent les marées de Longyearbuen. Celles du Kongsfjord, avec les mêmes caractéristiques

---

* Le marnage moyen est la moyenne entre le marnage moyen de vive eau et le marnage moyen de morte eau.

générales, sont plus faibles. Par exemple, en vive eau, quand le marnage atteint 183 cm à Longyearbuen, il est de 146 cm dans le Kongsfjord ; en morte eau, quand le marnage est 45 cm à Longyearbuen, il est 41 cm dans le Kongsfjord.

L'amplitude des marées n'est donc pas très forte et les estrans découverts à marée basse ne sont jamais très étendus ; la zone d'action de la mer se trouve par là même limitée.

3.1.2 - Les vagues et la houle

En l'absence de documentation à ce sujet, nous ne pouvons que rapporter les observations faites au cours des quatre étés de missions. Dans le Kongsfjord, l'ouverture du fjord aux vents de secteur Ouest, permet la pénétration de la houle de même direction ; mais les vagues s'amortissent vite en amont du rétrécissement déterminé par la presqu'île du Blomstrand, aussi, seule la partie aval du fjord est exposée aux tempêtes. La presqu'île de Kvadehuk est fortement battue par les houles d'Ouest et de Nord-Ouest. Tant que nous n'avons travaillé que dans cette zone, nous pensions que l'Ouest et le Nord-Ouest étaient les deux grandes directions d'origine de houle au Spitsberg.

En fait, dans les îles du Nord, nous avons subi, en plus des houles d'Ouest, les houles du Nord particulièrement violentes. Dans le Forlandsund, les vents du Sud semblent déclencher des tempêtes plus fortes que ceux du Nord. Dans l'Isfjord, véritable mer intérieure, n'importe quel vent local peut faire naître une tempête. Dans les fjords affluents, si leur orientation est conforme à celle du vent, la houle est aussi violente à l'amont qu'à l'aval.

Toutes les directions de houle peuvent provoquer de fortes vagues à la côte lorsque l'orientation de celle-ci s'y prête. Ce qui compte, ce n'est donc pas la prédominance de telle ou telle direction, mais l'exposition du littoral. Quand un secteur littoral n'est pas abrité, les tempêtes sont nombreuses et violentes. Ceci peut expliquer que, malgré la brièveté de la saison d'action de la mer,

l'émoussé des galets des grands cordons soit magnifique. Or, aucun secteur littoral ne semble à l'abri. En feuilletant les livres de bord, on revit ces coups de vent brusques qui se levaient de n'importe quelle direction et qui n'épargnaient même pas les ports de Ny Ålesund ou Longyearbuen dont nous avons dû fuir parfois rapidement pour chercher un abri ailleurs.

3.1.3 - Les courants

A notre connaissance, il n'existe pas d'étude des courants à la côte et nous n'avons eu ni les moyens, ni la possibilité d'en réaliser. Aussi nos observations sont-elles très empiriques.

Les fjords sont parcourus par de lents courants liés à l'apport des eaux de fonte torrentielles et décelables par leur turbidité.

Dans les passages resserrés, les courants peuvent devenir plus forts : par exemple, entre Amsterdamöya et un îlot voisin, ou bien encore entre la pointe de Sars et Murray Pynten dans le Forlandsund. Là, nous avons toujours noté un courant dirigé vers le Sud (ce qui ne permet pas de conclure à l'existence d'un courant constant car nous n'avons pas fait de mesures).

3.2 - La glace de mer

3.2.1 - L'état des connaissances actuelles

En situation moyenne, la banquise a son extension minimale en août et les côtes du Spitsberg sont libres de glace, alors qu'à la fin de l'hiver, en mars, la banquise s'étend vers le Sud jusqu'à l'Ile aux Ours. La zone couverte par la glace varie beaucoup d'année en année et même de jour en jour. Bien sûr, si on considère le Svalbard comme une partie de l'Arctique, la variation n'est pas très importante. Mais, pour les hommes qui veulent atteindre ces régions en été, l'enjeu est primordial car, suivant le cas, la côte est accessible ou non.

La durée de navigation possible peut varier de trois à sept mois. Aussi, dans un but souvent pratique, plusieurs auteurs se sont intéressés à la répartition de la glace de mer dans les parages du Svalbard.

J. Laing (A voyage to Spitsbergen, 1818) et F.R. Kjellman (Svenska Polarekspeditionem, 1872-1873) ont résumé ce qu'on connaissait des glaces de l'époque. Malheureusement, leurs observations sont peu utilisables car elles ne donnent ni date exacte, ni position.

Le premier à rassembler des renseignements systématiques fut Karl Pettersen qui réunit, de 1864 à 1889, les observations sur la glace, faites à bord des navires norvégiens croisant dans les parages du Svalbard.

L'Institut Météorologique Danois commence ses publications en 1893, et les continue jusqu'en 1956, avec une interruption de 1940 à 1945. Beaucoup d'auteurs ont utilisé ces données, mais l'échelle des cartes (1/27 000 000) est cependant trop petite pour fournir des détails.

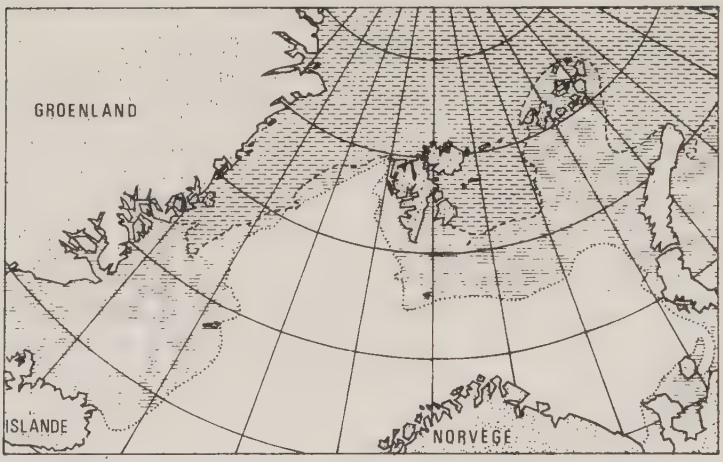
Il existe aussi des atlas publiés par l'Institut Météorologique Danois, par le Service Hydrographique de la Marine des Etats-Unis, par l'Allemagne sous la direction de Büdel. Mais les échelles, qui varient de 1/20 000 000 à 1/27 000 000, sont trop petites pour ce qui nous intéresse.

Il faut reconnaître qu'on n'a pas une connaissance suffisamment détaillée de la glace de mer au Svalbard, surtout pendant les mois d'hiver. Cependant, dans Årbok 1962 et Årbok 1963, Torbjørn Lunde a fait le bilan des glaces de mer au Svalbard. Puis Torgny E. Vinje rapporte les observations de 1967 à 1972, dans sa chronique annuelle de Årbok.

Nous avons fait nous-mêmes un certain nombre de remarques et de mesures pendant les étés 1964, 1965, 1966, 1967, complétées par celles que nous ont communiquées les chercheurs de la Deutsche Demokratische Republik qui ont hiverné en 1964-1965 dans le Kongsfjord.

Depuis 1967, les photographies prises par satellites

Figure 1_2 _Répartition générale de la glace de mer _ (1968).



terres émergées.

zone habituellement couverte par la banquise permanente.

" alternativement englacée et déglacée.

" habituellement libre de glace.

mars.

août

d'après les travaux de Vinje (1982)

(Vinje, 1969 à 1972) permettent de tracer la limite de la glace dans des zones pour lesquelles on procédait auparavant par observations directes.

3.2.2 - La répartition générale de la glace de mer (fig. 1.2)

Cette répartition n'est pas conforme aux parallèles. Elle présente, d'une part un vaste rentrant à l'Ouest du Spitsberg, d'autre part une large langue de glace qui s'avance vers le Sud, en direction de l'île aux Ours. Le retrait de la limite des glaces est en relation avec la "boucle" de chaleur apportée par le courant Nord-Atlantique, tandis que l'avancée vers le Sud, dans la zone Est, est en rapport avec les courants froids, en particulier le courant de l'île aux Ours et serait liée aussi à la circulation très lente de l'eau de mer sur ces "bancs" sous-marins peu profonds (Nansen, 1915).

Quelles que soient les variations des limites, la disposition générale respecte ces grandes lignes, aussi bien en été qu'en hiver. La carte des limites de glace dressée pour une période assez longue (1919-1943), montre cette constance dans l'allure générale (fig. 1-3). En hiver, la glace se forme plus vite dans la zone orientale et elle est transportée vers le Sud par le vent et les courants avec de la glace polaire venant du NE. Portée par les courants, elle contourne le Sörkapp et remonte quelque peu vers le Nord jusqu'à ce qu'elle tombe dans la zone d'influence du courant Nord-Atlantique

En été, la glace fond dans toute la région ; le processus de fonte est plus rapide cependant au large de la côte occidentale

3.2.3 - Les variations par rapport à la moyenne

Pour certains mois de l'année, elles sont considérables. Lunde (Årbok 1963) a dressé une série de cartes, mois par mois, où il indique, pour la période 1946-1963, la limite moyenne de la glace ainsi que les positions extrêmes. Les données pour les mois d'hiver sont très incertaines ; de mai à septembre, elles sont suffisantes

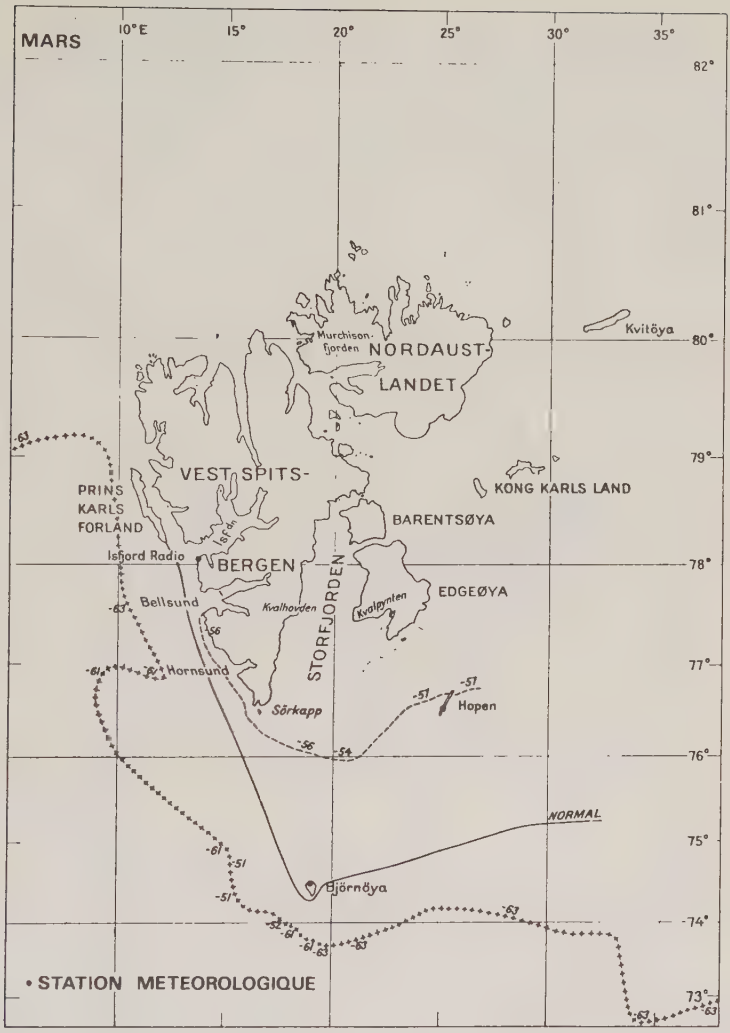
Figure 1_3 _ Répartition moyenne de la glace de mer (pour la période 1919_1943)

zone occupée constamment par la glace de mer.

" alternativement englacée et déglacée selon la saison.

" libre de glace.

d'après les travaux de Lunde (1962)

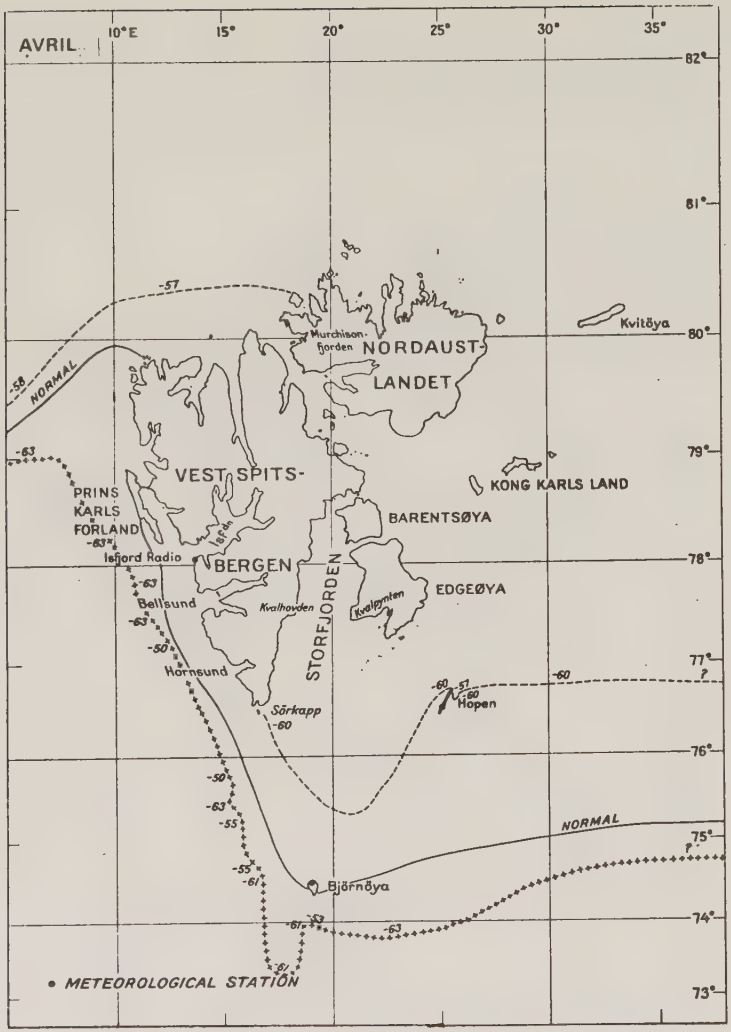


position normale de la banquise

avancée extrême de la banquise

retrait extrême de la banquise

Fig. 1-4 - Position de la banquise en mars. Moyenne 1946-1963. D'après Lunde, Årbok, 1963.



_____ position normale

+++++++++ avancée extrême

---------- retrait extrême

Fig. 1-5 - Position de la banquise en avril. Moyenne 1946-1963.
D'après Lunde, Årbok, 1963.

et excellentes pour juillet-août.

En mars (fig. 1-4), si les côtes sont bloquées par la glace en situation normale et en position de retrait extrême, elles sont libres au Nord du Bellsund. Cette situation illustre bien les conditions plus rudes dans le Sud que dans le Nord du Spitsberg.

En avril (fig. 1-5). Au Nord-Ouest, en situation normale, la mer est libre de glaces ; mais elle peut être couverte par la banquise aussi largement qu'en mars. Cependant, la situation normale démarque dans notre zone d'étude, deux secteurs de part et d'autre du resserrement du Forlandsund entre les pointes Murray et Sars : l'un, au Sud, englacé, l'autre, au Nord (y compris les îles du Nord-Ouest), libre de glaces.

La situation de mai (fig. 1-6) ressemble à celle d'avril

En juin (fig. 1-7), la situation normale est encore relativement similaire à celle de mai. L'avancée extrême s'apparente à la situation normale d'avril. Mais ce mois forme transition avec les mois d'été car la différence entre l'étendue maximale et l'étendue minimale couvertes par la glace est plus considérable que pendant l'hiver et le printemps. Le Spitsberg centre et Nord est déglacé sur sa façade Ouest.

En juillet et août (fig. 1-8 et fig. 1-9), la situation normale laisse tout le Spitsberg occidental libre de glaces ; mais la différence entre l'étendue maximale et l'étendue minimale est encore plus grande qu'en juin. C'est pendant ces deux mois que les variations sont les plus considérables. La banquise peut se retirer au-delà du parallèle 82º, mais elle peut aussi bloquer toutes les côtes à l'exception du secteur Nord-Ouest. La glace littorale commence normalement à se briser dans les fjords du Spitsberg occidental au début de juillet ou à la fin de juin.

En septembre (fig. 1-10), les limites normale et minimale sont semblables à celles d'août. Mais la limite maximale atteint pendant ce mois sa plus petite extension (il est vrai que les rensei-

gnements utilisés concernent essentiellement la première quinzaine du mois).

D'octobre à janvier, la limite de la glace se déplace à nouveau vers le Sud. La formation de la nouvelle glace commence normalement en octobre, d'abord dans les eaux calmes des fjords et près du littoral vers le Nord Est, puis la glace se forme en haute mer et dans les zones du Sud et de l'Ouest. A la fin de novembre, la glace est souvent un obstacle à la navigation dans les fjords du Spitsberg, mais la glace des fjords peut se casser et donner passage aux navires à n'importe quel moment de l'année ; à l'exception des fjords et des baies, la partie nord de la côte occidentale reste libre de glaces pendant les hivers normaux.

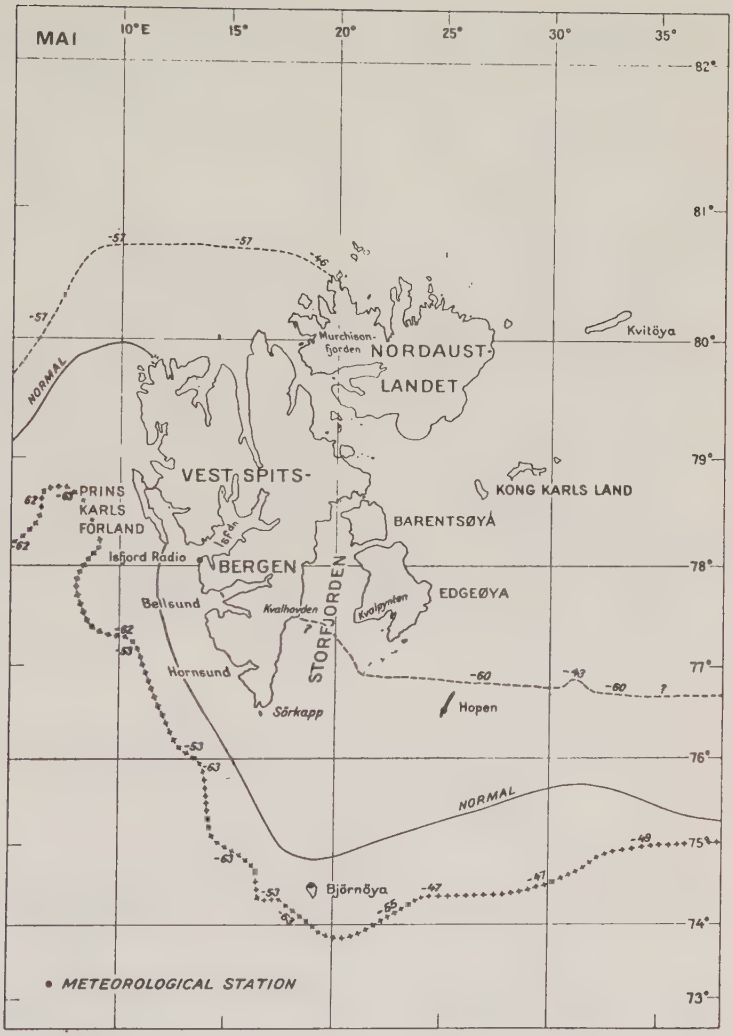
En février, l'étendue couverte est maximale (fig. 1-11).

La différence entre la zone maximale et la zone minimale couverte par la glace est plus importante en été qu'au printemps et en hiver. Ceci est en rapport avec la topographie du fond et les courants.

Dans la zone qui s'étend vers l'Est, du Sörkapp à Björnöya, la mer est peu profonde et peu agitée. Aussi, l'effet combiné du gel et des vents du NE, dominants en hiver, suffit à maintenir la limite de la glace autour de la position normale pendant l'hiver et le printemps.

Au Sud et à l'Ouest de Björnöya, les eaux plus profondes, l'agitation plus grande et l'influence du courant tiède Nord-Atlantique limitent la dérive de la glace. Quand la banquise se déplace occasionnellement à quelques dizaines de kilomètres au Sud et à l'Ouest de Björnöya, les facteurs océanographiques mentionnés, provoquent normalement sa destruction.

En été, quand le temps est froid et les vents de Nord-Est violents, la fonte est insuffisante pour que la glace s'éloigne des bancs peu profonds du NE de Björnöya. Dans ce cas, la glace continue à occuper toute la plateforme continentale du Svalbard à l'exception



——— position normale

+++++++++ avancée extrême

---------- retrait extrême

Fig. 1-6 - Position de la banquise en mai. Moyenne 1946-1963.
D'après Lunde, Årbok, 1963.

———— position normale

+++++++++ avancée extrême

---------- retrait extrême

Fig. 1-7 - Position de la banquise en juin. Moyenne 1946-1963.
D'après Lunde, Årbok, 1963.

de la côte Nord-Ouest du Spitsberg. Mais, quand les conditions atmosphériques permettent la fonte de la glace, celle-ci dérive très vite au niveau de la zone plus profonde de la mer de Barents et les eaux peuvent être libérées jusqu'au-delà de Kvitöya, au Nord du parallèle 80°.

Dans notre zone d'étude, une distinction nette s établit entre le Spitsberg Nord occidental et le Spitsberg centre-occidental, la limite se situant souvent dans le Forlandsund, au niveau du resserrement entre les pointes Murray et Sars. En situation normale, le Nord-Ouest est libre de glaces pendant six mois* (avril à septembre) alors que le Centre-Ouest ne bénéficie de l'absence de banquise que pendant quatre mois (juin à septembre). La banquise disparaît donc dès le printemps dans la partie septentrionale, alors que la fonte n'a lieu qu'en été vers le Sud. Cette observation est conforme à la disposition des courants chaud et froid. Quant aux extensions maximales de la banquise, elles laissent cependant le Nord-Ouest libre pendant quatre mois (juin à septembre), alors que le centre-Ouest peut se trouver occupé par la glace à n'importe quel mois de l'année

3.2.4 - Calcul de la dérive de glace

Lunde (Årbok 1963) a essayé d'évaluer la quantité de glace transportée du NE au SW dans le détroit entre Hopen et Edgeöya (largeur : 81 km). Ses estimations sont les suivantes pour la période 1950-1963 :

Mars	Avril	Mai	Juin	Total
3,5 km3	2,2 km3	1,7 km3	0,4 km3	7,8 km3

* Nous verrons cependant que la glace côtière se forme plus tôt et dure plus longtemps que l'ensemble de la banquise.

Ses efforts pour passer du stade d'observations au stade des mesures sont très intéressants.

A partir de trois facteurs météorologiques essentiels : température de l'air, vent et couverture de neige, Lunde déduit l'épaisseur de la glace, ainsi que les vitesses et les directions de la dérive (fig. 1-12).

Toutefois il n'a pas pris en considération les données océanographiques : température et salinité de la mer, courants et houles, et n'a pas non plus envisagé la concentration de la glace qui n'est enregistrée que depuis 1962.

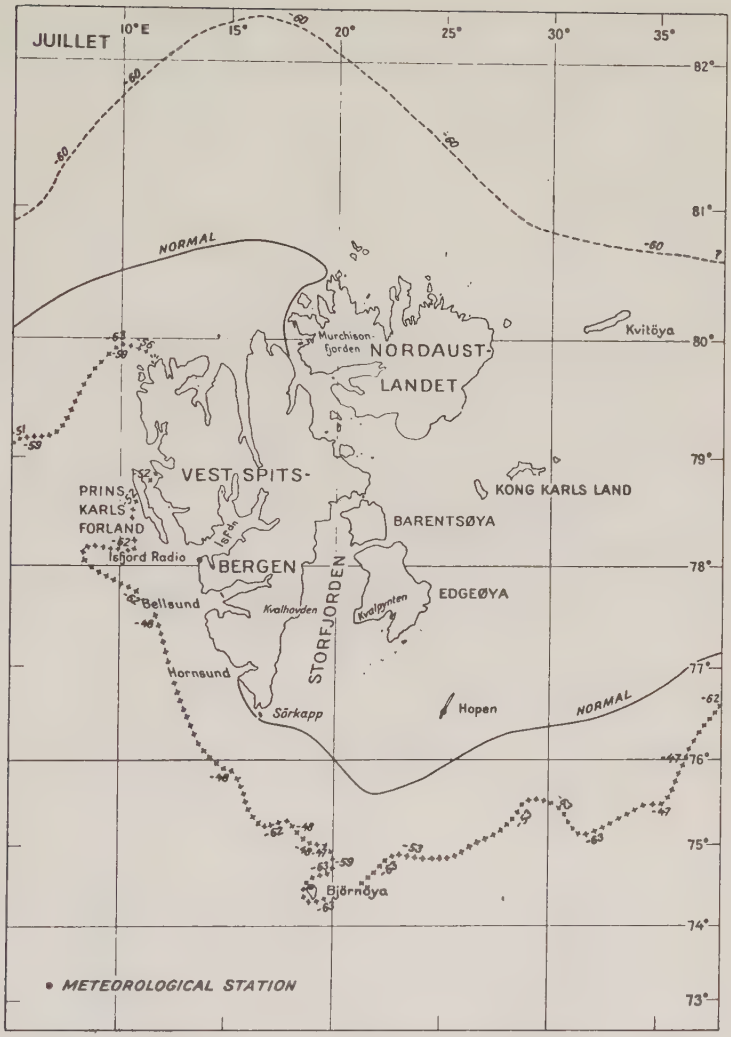
Il est bien évident que les calculs de Lunde ne permettent pas d'estimer la valeur de la dérive de glace en d'autres régions, or il n'existe pas d'étude analogue pour la côte occidentale du Spitsberg.

4 - CONCLUSION

Le climat de type polaire à deux saisons est fortement affecté par les influences océaniques adoucissantes qui s'exercent sur la côte occidentale. La façade orientale, soumise aux courants froids Nord-Sud et qui, en période exceptionnelle, peut être occupée toute l'année par la banquise, s'oppose à la façade occidentale adoucie par l'arrivée du courant Nord-Atlantique tiède. Par conséquent, au NW, les conditions sont moins rigoureuses qu'on ne l'attendrait d'une région située à une telle latitude.

Si "l'été climatique" ne dure que deux mois, la stabilité des températures au-dessus de 0ºC reste remarquable et il ne se produit pas de regel temporaire. Le phénomène de dégel estival continu est une caractéristique fondamentale de l'été au Spitsberg occidental. C'est un facteur favorable à la fonte rapide de la neige, au dégel superficiel des sols, à l'évacuation sans retour de la banquise.

Le rythme à deux saisons caractérise aussi bien la mer que le climat ; mais "l'été marin" pendant lequel la mer est libre

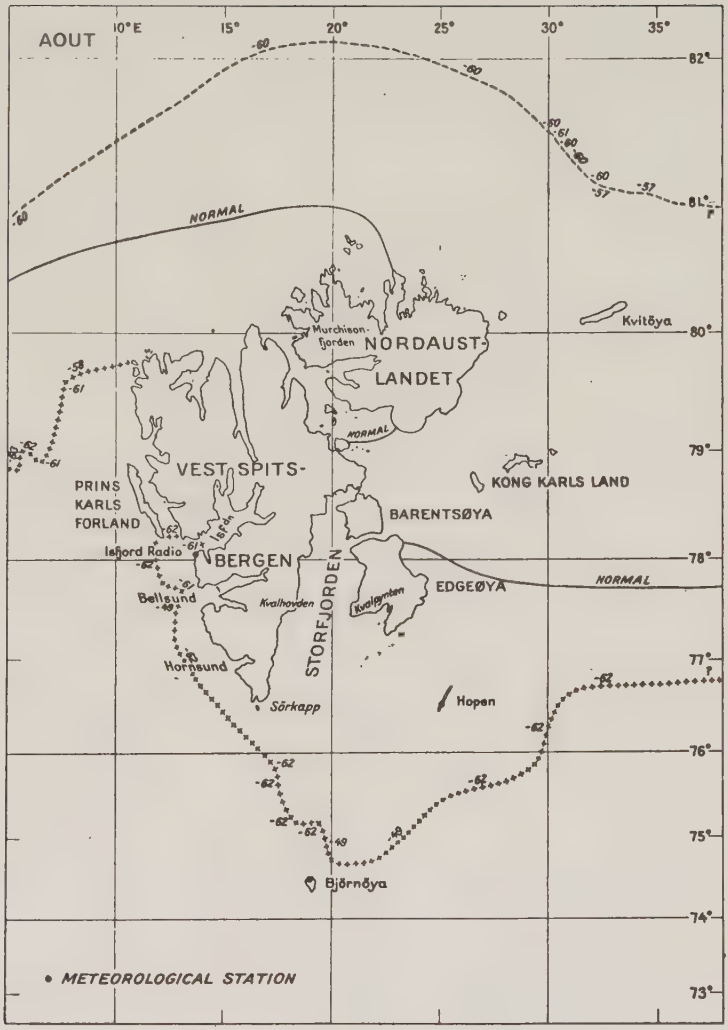


position normale

avancée extrême

retrait extrême

Fig. 1-8 - Position de la banquise en juillet. Moyenne 1946-1963. D'après Lunde, Årbok, 1963.

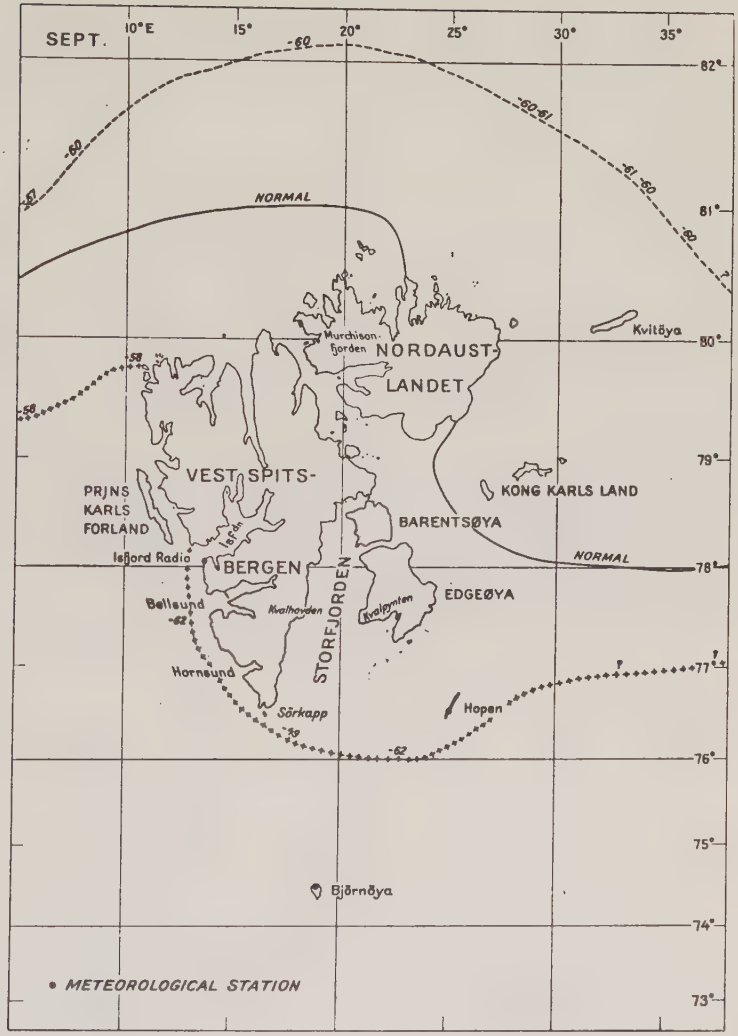


———— position normale

++++++++ avancée extrême

---------- retrait extrême

Fig. 1-9 - Position de la banquise en août. Moyenne 1946-1963.
D'après Lunde. Årbok. 1963.

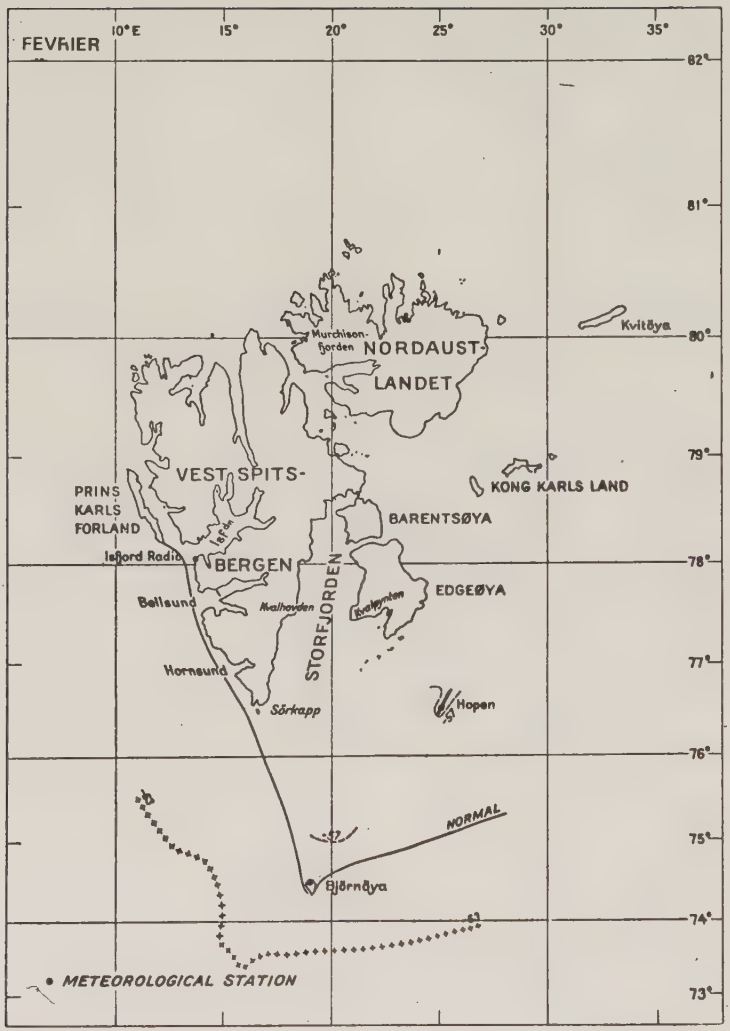


——— position normale

+++++++ avancée extrême

- - - - - - - - retrait extrême

Fig. 1-10 - Position de la banquise en septembre. Moyenne 1946-1963. D'après Lunde, Årbok, 1963.



———— position normale

++++++++ avancée extrême

--------- retrait extrême

Fig. 1-11 - Position de la banquise en février. Moyenne 1946-1963. D'après Lunde, Årbok, 1963.

Table 2. *Monthly wind drift of ice at 77°30'N, 30°E*

	Jan.		Febr.		March		April		May		June		July		Aug.		Sept.		Oct.		Nov.		Dec	
	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ	c	φ
1948	(55	265)	(61	25)	(87	217)	(82	335)	(0	–)	(49	281)	(47	300)	(36	156)	(73	356)	(88	175)	(142	135)	(83	186)
1949	(143	287)	(156	361)	(84	27)	(65	306)	(113	288)	(10	167)	96	172	23	370	34	157	133	248	103	329	286	355
1950	55	135	143	329	112	325	86	330	116	198	36	234	32	174	21	70	88	337	27	397	46	307	133	292
1951	70	275	87	395	126	311	88	274	74	244	31	200	34	255	32	113	60	180	62	143	131	248	136	275
1952	177	322	136	310	84	328	125	311	65	239	116	359	22	185	40	181	91	304	6	100	79	2	133	323
1953	135	301	75	27	82	262	103	313	32	248	79	47	44	206	66	31	57	172	112	386	139	384	70	88
1954	92	253	91	38	109	298	49	322	35	360	65	336	36	89	36	266	64	321	77	288	66	30	128	359
1955	181	251	181	337	211	346	42	286	88	324	86	234	83	68	55	98	112	363	139	260	136	268	166	324
1956	143	342	129	28	56	166	140	327	58	330	47	169	39	59	73	298	84	275	94	339	107	374	75	263
1957	98	348	218	319	178	335	25	364	68	241	69	266	19	78	52	14	73	339	250	376	180	338	174	306
1958	116	348	167	335	90	290	45	336	81	346	16	186	87	312	88	178	18	395	48	339	18	181	20	332
1959	185	286	36	59	58	214	92	343	55	250	42	107	34	67	19	237	109	288	69	387	67	30	85	14
1960	117	299	168	299	105	357	142	350	43	22	15	289	39	398	29	306	55	15	130	215	18	344	15	170
1961	86	350	38	334	147	292	99	270	24	333	32	379	56	342	81	346	20	217	35	360	121	344	98	272
1962	88	290	136	291	189	253	43	236	71	248	73	313	26	37	43	278	19	387	188	329	88	372	117	290
1963	118	254	119	229	38	309	31	205	56	392	2	150	59	189	73	372	78	357	84	329	74	268	113	271

Figures in brackets are based on the air pressure gradient in the triangle: Hopen, Bjørnøya, Isfjord Radio, and can consequently not be compared directly with the other values.

Fig. 1-12 - Tableau de la dérive de glace à HOPEN (d'après Lunde, Årbok, 1963)

Les chiffres entre parenthèses ne sont pas directement comparables aux autres valeurs ; ils concernent le triangle : Hopen - Björnöya - Isfjord Radio

c = vitesse en kilomètres

φ = direction en grades - le cercle étant divisé à partir du Nord dans le sens des aiguilles d'une montre.

de glaces, dure plus longtemps (au moins quatre mois) que "l'été climatique" grâce à l'influence du courant Nord-Atlantique. La répartition générale de la glace de mer est d'ailleurs conforme à la "boucle" de chaleur du courant Nord-Atlantique. Quelle que soit l'extension de la banquise, la disposition générale respecte toujours cette opposition entre les façades occidentale et orientale.

Une différence s'établit, dans notre zone d'étude, entre le Nord-Ouest et le Centre-Ouest, la limite se situant généralement dans le Forlandsund, au niveau du passage resserré entre les pointes Murray et Sars. En situation moyenne normale, le Nord-Ouest est dépourvu de banquise pendant six mois (avril à septembre) alors que le Centre-Ouest n'est libre de glaces que pendant quatre mois (juin à septembre). Les années d'avancées maximales laissent cependant le Nord-Ouest libre pendant quatre mois (juin à septembre) alors que la banquise peut se conserver toute l'année dans l'Isfjord. C'est surtout au printemps que se manifeste le contraste. Les variations de la superficie de la banquise selon les années peuvent être liées à des variations dans l'extension du courant Nord-Atlantique.

Les influences adoucissantes sont-elles en voie de progression ? On a dit que la banquise avait diminué en extension et en durée depuis quelques années. Le recul des glaciers est manifeste.

Le climat est-il entré en période d'adoucissement ? Depuis 1962, il semble pourtant qu'on enregistre un certain refroidissement. Faute de recul, il est impossible de dire s'il s'agit de brèves oscillations ou de véritables changements climatiques.

Chapitre II

LE CADRE STRUCTURAL

1 - PRESENTATION GENERALE

1.1 - Le talus continental, démarcation fixe entre un domaine océanique et un domaine continental

Le Svalbard est composé d'un groupe d'îles : Bjørnøya, Vestspitsbergen, Nordauslandet, Barentsøya, Edgeøya. Elles émergent d'une plateforme peu profonde qui se prolonge vers le Sud jusqu'à la Norvège. Ses fonds se maintiennent entre 100 et 200 m, entrecoupés de quelques chenaux qui peuvent dépasser 400 m. Ces profondeurs sont faibles par rapport à celles des fosses océaniques. Aussi les îles, la plateforme et les chenaux forment-ils un tout limité vers l'Ouest par la ligne bathymétrique des 400 m (fig. 2-1). Au-delà, le talus continental descend rapidement de 400 à 1000 m. C'est une limite nette, régulière, sans indentation, à l'Ouest de laquelle les profondeurs marines dépassent 2000 et même 3000 m dans la mer du Groenland. Sur la façade groenlandaise, un tel talus rectiligne n'existe pas. Dans la topographie sous-marine du Svalbard, le talus représente donc un trait majeur.

Il a la même orientation que la côte occidentale du Spitsberg qui correspond à l'orientation NNW-SSE des failles principales. Le talus pourait être un abrupt de faille appartenant aux phases calédonienne et alpine comme Harland (1961) l'a montré pour les failles terrestres. Bien que les chenaux qui prolongent les fjords actuels s'arrêtent brusquement au niveau du talus (fig. 2-1), on ne peut imaginer une faille postérieure à leur creusement par les glaciers du Pléistocène. Il est en effet impensable qu'un ac-

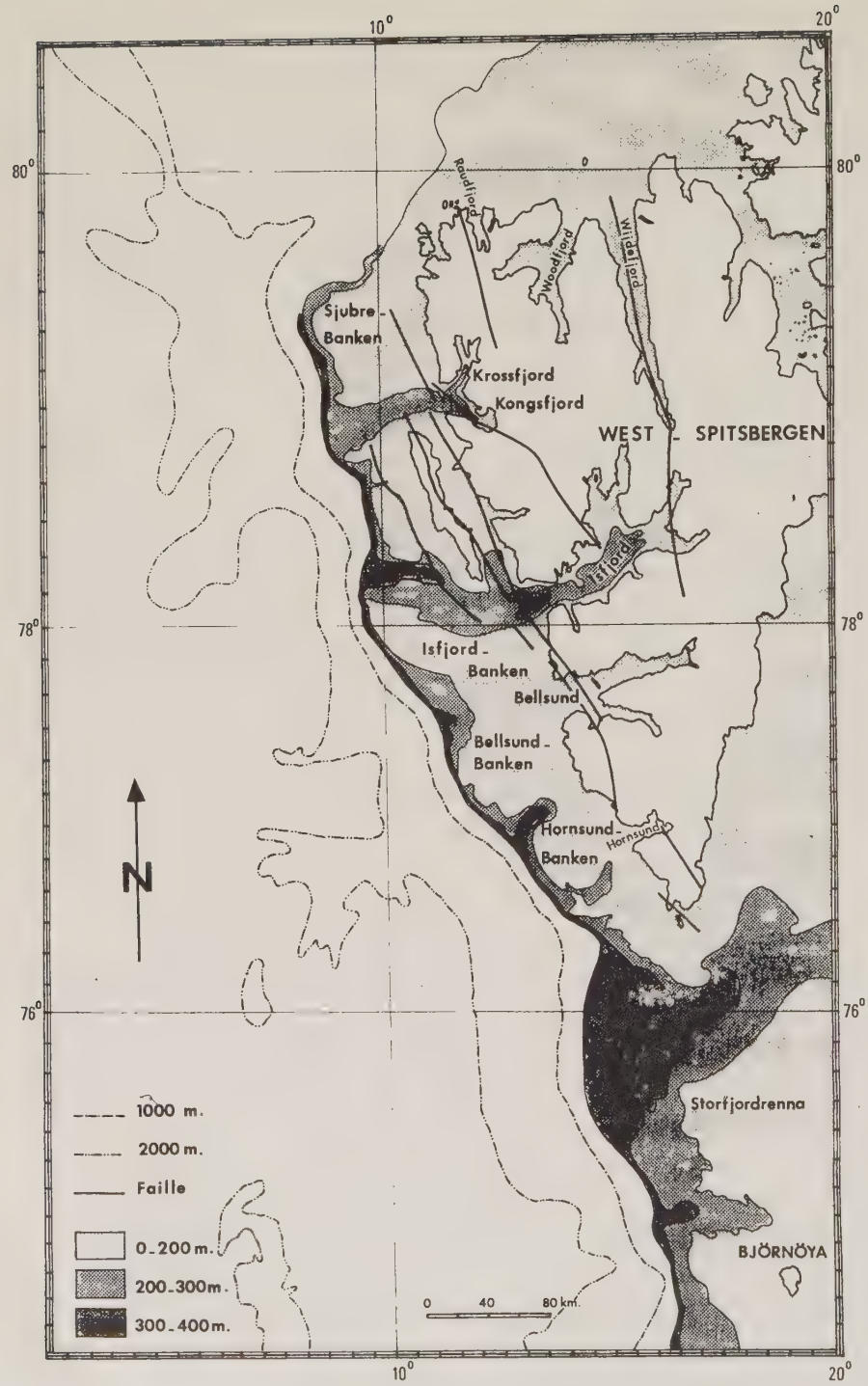


Fig. 2-1 - Le Svalbard sur la plateforme continentale.

cident d'une telle ampleur (plusieurs centaines de kilomètres avec un dénivelé de 600 m) ait pu se produire à l'Holocène.

De plus, pendant la période glaciaire, le talus a dû représenter une ligne de démarcation entre une zone de glace continentale, de type inlandsis, englobant la plateforme bordière et le continent et une zone de glace flottante au-dessus des fonds océaniques. La glace terrestre ne peut s'étendre au-delà de la bordure d'un océan profond (Dahl, 1946), si ce n'est à la façon de la barrière antarctique actuelle ; mais dans ce cas elle flotte et cesse de creuser des vallées glaciaires ; si bien que ces vallées sont brusquement interrompues dès que commencent les grandes profondeurs océaniques. Cependant, pour l'Alaska, Huene (1966) considère que ce type de limite bathymétrique est plus en rapport avec une origine tectonique qu'avec une extension de l'inlandsis pendant la dernière glaciation.

Enfin l'isostasie ne s'est probablement pas manifestée sur l'archipel seul mais sur l'ensemble archipel-plateforme. De part et d'autre du talus, les effets ont été différents et la limite s'est accentuée en séparant encore plus nettement le domaine océanique de celui qui sera appelé, par opposition, domaine "continental

1.2 - Le domaine "continental"

Il a subi des alternances marines et continentales. C'est un secteur mixte, tantôt émergé, tantôt recouvert par la mer. Il englobe une bande terrestre formée de plages ou de terrasses marines anciennes qui s'étend plus ou moins loin vers l'intérieur et la zone des bancs et chenaux (dits "drenna") actuellement immergée. Le trait de côte s'est déplacé depuis le Pléistocène à travers ce domaine "continental". Les dépôts de plage permettent d'en retracer les différentes positions dans la zone devenue terrestre. Nous en avons repéré aussi dans le secteur actuellement sous-marin.

Au-delà de la frontière, parfois matérialisée par une

falaise morte, qui limite vers l'intérieur la zone ayant subi une influence marine incontestable, on remarque de hautes surfaces dont l'origine est plus douteuse. Ces aplanissements élevés ne sont pas perceptibles à première vue comme les basses surfaces. En effet, l'apparence du Spitsberg est trompeuse. L'impression première est bien celle d'un paysage alpin, "le pays des montagnes pointues", baptisé par Barentz. Mais ces montagnes peu élevées (1000 m environ ; le plus haut sommet, le mont Newton, n'atteint pas 2000 m : 1712 m) ne doivent leur aspect imposant qu'au fait qu'elles dominent directement la mer. Beaucoup de ces sommets ont des altitudes constantes et certains se présentent même sous forme de hauts plateaux. Ils peuvent être des aplanissements anciens d'origine marine, mais en l'absence de dépôts aucune preuve n'est apportée. Au reste, d'autres facteurs ont pu intervenir : la structure sédimentaire en couches horizontales, les agents d'érosion de climats anciens tempérés ou même chauds, les glaciations étendues sous la forme d'inlandsis.

2 - LES FORMATIONS GEOLOGIQUES

Si le détail est très complexe, les grandes lignes sont simples. Sur les formations métamorphiques de l'Hécla Hoek, formant un socle, sont venues s'étaler des séries de transgressions marines au cours desquelles se sont déposés des sédiments depuis le Silurien supérieur jusqu'au Tertiaire. Ces formations ont été affectées par des mouvements tectoniques.

2.1 - Les formations de l'Hécla Hoek

2.1.1 - La description et l'interprétation des roches de l'Hécla Hoek

Elles occupent une grande place dans la littérature géologique. Nous renvoyons à Harland qui, en 1961, dans "An outline

structural history of Spitsbergen" a résumé les interprétations des différents auteurs et qui donne une longue bibliographie. L'âge de l'ensemble s'échelonne du Précambrien à l'Ordovicien. Sa grande épaisseur (évaluée à 16.000 mètres au maximum) incite les auteurs à l'interpréter comme un géosynclinal. Comme un métamorphisme intense a parfois profondément modifié les roches, l'âge des séries et leurs corrélations sont difficiles à établir et de nombreux auteurs continuent à se pencher sur ces problèmes.

A la suite des travaux de Harland, on distingue généralement un Hecla Hoek inférieur représentant le Précambrien, un Hecla Hoek moyen, l'Infracambrien, et un Hecla Hoek supérieur qui correspond au Cambro-ordovicien.

Les roches de l'Hecla Hoek sont réparties en deux grandes zones séparées par un graben occupé par les roches du Dévonien (Harland, 1961), (fig. 2-2) :

- La zone Nord-Est, comprenant Ny Friesland et la Terre du Nord-Est

- Une bande le long de la côte occidentale, séparée en trois unités par les deux grands fjords, Kongsfjord et Isfjord. Seules les deux unités situées au Nord de l'Isfjord intéressent notre secteur d'étude.

Dans tous les étages, les roches sont de nature extrêmement variée mais sont le plus souvent des roches dures.

2.1.2 - Dans la zone du Centre-Ouest (entre l'Isfjord et le Kongsfjord, y compris l'Ile du Prince Charles), à une très grande variété de faciès s'ajoute une stratigraphie bouleversée par les mouvements calédoniens et alpins. Si bien que, dans le relief très diversifié qui en résulte, il est difficile de faire la part de la structure. Notons cependant les crêtes à allure de cuestas dans les calcaires, les grès qui dominent les reliefs mous des couches schisteuses, les pics et arêtes escarpés dans les quartzites et les marbres. En bordure de mer, cette association de roches variées donne naissance à un type particulier de littoral : côte rocheuse basse

Fig. 2-2. Croquis géologique simplifié

d'après la carte du Guide-book p (excursion A 16 - International geological congress - Norway)
d'après Orvin 1940

Série tertiaire
Trias-Jurassique-Crétacé
Série permo-carbonifère
Dévonien
Les formations de l'Hecla Hoek
Granite
Failles principales

ou à petites falaises, très découpée dans le détail, et précédée par une vaste plateforme sous-marine d'où émergent une multitude d'écueils. Exemples : Le Cap Mitra, Le Cap Scania, Salpynten au Sud de l'Ile du Prince Charles et Fuglehuken au Nord. Les strandflats ont une grande extension, autant dans leur partie émergée que dans leur partie immergée. Nous verrons par la suite si la structure est un facteur influent dans l'élaboration des strandflats.

2.1.3 - Dans le Nord-Ouest, le paysage de granite est majestueux. C'est d'ailleurs dans les granites que s'élèvent les plus hautes montagnes du Spitsberg. Les pics escarpés ou les montagnes aux formes lourdes s'élèvent au-dessus de la mer avec des versants hauts de plusieurs centaines de mètres, qui sont de fausses falaises - le trait de côte actuel étant installé dans les blocs qui tapissent la partie inférieure des versants. Parfois, il existe des falaises rocheuses, mais elles n'ont guère plus de 3 mètres de haut et sont sans action sur l'ensemble du versant. Les strandflats sont absents ou peu développés et mal aplanis. La nature granitique paraît un facteur défavorable à leur développement. C'est aussi un problème sur lequel nous reviendrons.

2.2 - Le domaine sédimentaire

Depuis le Silurien supérieur jusqu'au Tertiaire, des couches de grès, de marnes, de calcaires, d'argile se sont déposées. On peut distinguer :

2.2.1 - Des séries anciennes, dont la plus intéressante pour nous est la série permo-carbonifère où dominent les calcaires, tel que le calcaire assez grossier du Carbonifère moyen et supérieur, dit "calcaire à cyathophyllum". Ce calcaire affleure à la côte, sur la rive méridionale du Kongsfjord, sous forme de falaises calcaires dont il sera important d'étudier l'allure et le comportement en

milieu périglaciaire. Le calcaire est souvent associé au grès et le voisinage des deux types de falaises a favorisé les études comparatives.

2.2.2 - Une série tertiaire surtout représentée au Sud de l'Isfjord entre Barentsburg et Longyearbuen et, de façon plus fragmentaire, sur les deux rives du Forlandsund et dans la région de Ny Ålesund. On admet généralement que le Tertiaire du Spitsberg est d'âge paléocène-éogène et que les plantes fossiles qu'il contient correspondent à un climat au moins tempéré,contemporain du dépôt ; cependant, il n'y aurait pas de raison de croire que ce climat était chaud (Svein Manum, 1962).

L'épaisseur de cette formation détritique peut atteindre 2.000 mètres et on y retrouve plusieurs cycles d'association de conglomérat, grès, pélites, molasse, charbon.

Les reliefs structuraux sont vigoureusement mis en valeur par érosion différentielle. Les couches de calcaire dur forment des corniches séparées par des talus adoucis modelés dans les schistes ou les marnes. Les reliefs gréseux sont également caractéristiques : corniches abruptes ou bastions alignés au bord des massifs montagneux.

Les reliefs structuraux dans les roches sédimentaires, que celles-ci soient anciennes ou plus récentes, prennent une belle envergure dans les régions orientales de tectonique calme où la topographie se conforme aux affleurements des strates régulières. Par contre, à l'Ouest où les couches sont cassées, déversées, parfois complètement retournées, le relief est beaucoup plus heurté et les unités structurales se trouvent très réduites.

3 - L'INFLUENCE DE LA TECTONIQUE

Des plis, des chevauchements, des failles de différentes époques se superposent et s'entrecroisent.

3.1 - La phase calédonienne

La série des assises appartenant à l'Hecla Hoek fut soumise, à la fin de l'âge silurien, à un très fort plissement pendant lequel se mirent en place des intrusions de granite et de gabbro. Toutes les roches de la zone du plissement furent, corrélativement, fortement métamophisées.

Cette période de plissement est contemporaine de la mise en place de la chaîne calédonienne d'Ecosse et de Norvège (Holtedahl, 1926). C'est ainsi que la vieille chaîne du Spitsberg apparaît comme le prolongement direct de celle de Norvège (Orvin, 1934). La mise en place de cette "chaîne calédonienne" d'axe WNW-ESE s'accomplit au terme de la sédimentation géosynclinale des roches de l'Hecla Hoek, elle-même entrecoupée d'ailleurs de mouvements épirogéniques et de lacunes stratigraphiques (Barbaroux, 1966). Il se produit des chevauchements de grande amplitude qui joueront un rôle important dans les cycles orogéniques ultérieurs. En effet, les perturbations ultérieures seront influencées par le bâti calédonien, au demeurant très complexe avec ses plis couchés, charriés, ses écailles et ses innombrables microplis.

3.2 - Les manifestations cratoniques hercyniennes

Entre le Silurien et le Tertiaire, les mouvements orogéniques n'ont pas été inexistants ; on en a décelé en différentes parties du Spitsberg, mais ce sont plutôt des mouvements verticaux de blocs que des plissements.

Ces mouvements, relevant du cycle hercynien et que L. Barbaroux (1966) appelle "les manifestations cratoniques hercyniennes", provoquent :

- des plissements dans les dépôts carbonifères, selon une direction WNW-ESE, c'est-à-dire semblable à l'axe calédonien
- des ruptures dans les zones anticlinales calédoniennes préalablement érodées, ainsi que le rejeu des failles calédoniennes.

3.3 - La phase alpine

Au Tertiaire règne une intense activité ; à une période de plissement succède une période de fracturation (Orvin, 1934). Le plissement tertiaire ne peut, par son extension, être comparé au plissement calédonien, mais il a, dans certaines régions comme la péninsule du Brögger (Orvin, 1934), entremêlé les roches de telle façon qu'il est difficile de distinguer son action de celle de mouvements plus anciens. Il est également difficile d'attribuer à la phase alpine certaines failles, dont les plus importantes ont une orientation NS (Harland, 1961) ; elles ne sont parfois que le rejeu d'accidents plus anciens. La tendance générale aboutit à l'édification de plis d'axe NS.

D'après L. Barbaroux (1966), on peut distinguer pendant la phase d'activité post-éocène :

- Dans un premier temps : exagération des chevauchements, écaillage du socle, distorsion de l'axe de la chaîne calédonienne vers la direction Nord-Sud.

- Dans un deuxième temps : bombement des structures initiales et génération de failles d'effondrement déterminant par exemple les graben du Kongsfjord et du Forlandsund.

Le problème de la datation des accidents tectoniques ne présente pas un intérêt capital pour notre étude, mais l'existence même de ces accidents est d'une importance primordiale. En effet, ce sont les grandes lignes de fractures qui sont responsables du tracé général de la côte ; la localisation de plusieurs grands fjords a été fixée à l'origine par la présence de fossés d'effondrement. Enfin l'existence d'une multitude de petites cassures, particulièrement dans le Spitsberg occidental qui a subi plus fortement les bouleversements tectoniques, a favorisé le travail d'attaque de la mer utilisant les lignes de faiblesse. L'exemple de la côte Sud de l'Ile du Prince Charles est particulièrement démonstratif : sur la photographie aérienne, il apparaît que les nombreux golfes étroits

et allongés où s'infiltre la mer correspondent à des lignes de cassures.

4 - LES HAUTES SURFACES ET LES ACCIDENTS TARDIFS

4.1 - Les hautes surfaces d'aplanissement

A la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire, en tous cas après les derniers mouvements du Tertiaire, il est probable que l'ensemble du Spitsberg, après avoir été aplani, a été soulevé épirogéniquement jusqu'à une altitude voisine de 1.000 mètres (Gee, Harland, Mc Whae, 1953). Ceci expliquerait sa topographie actuelle de plateau disséqué, à la surface duquel on découvre les traces d'anciennes surfaces. En effet, un des caractères les plus curieux du Spitsberg est l'aspect démantelé des montagnes quand on les voit d'en bas et l'uniformité des altitudes sommitales vues d'en haut ou sur une carte. Une pénéplaine soulevée puis disséquée a tranché les roches et les structures. Elle semble post-alpine d'après la continuité de la surface qui recoupe les plis de la côte occidentale ainsi que les failles et les flexures de la zone Est. Cette pénéplanation se situerait vers le milieu ou la fin de l'époque tertiaire (Harland, 1961).

De Geer (1919) avait déjà décrit la surface remarquable qui rejoint la plupart des pics ainsi que les montagnes aplanies de la zone Nord. Sur la base de l'existence de laves basaltiques restées en surface, il attribuait l'essentiel de cette surface au Crétacé. Pour mettre en valeur cette découverte, il minimisait l'importance d'une surface plus ancienne (carbonifère), décrite dès 1902.

D'après les travaux de Harland, il semble bien qu'il existe deux surfaces :

- Une surface ancienne sub-carbonifère, remarquable à

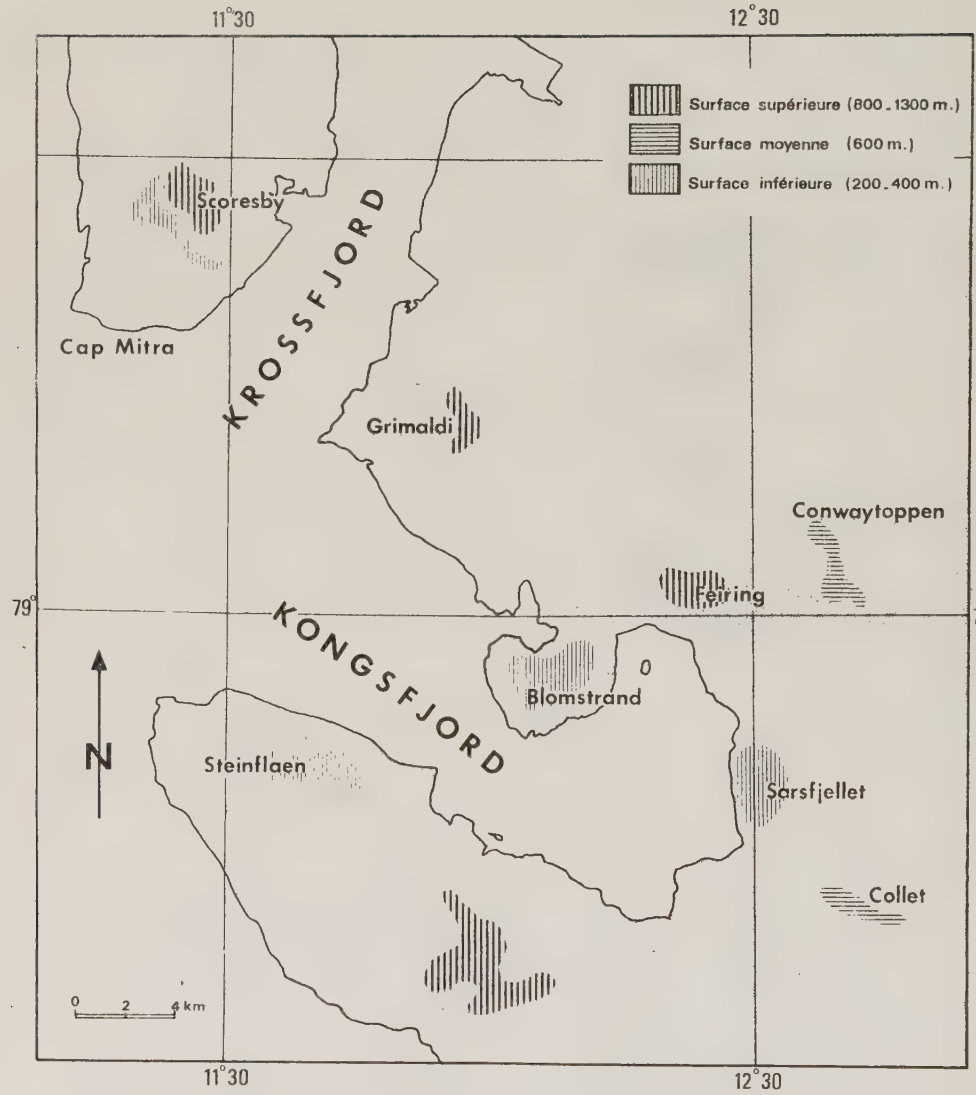


Fig. 2-3 - Les hautes surfaces d'aplanissement glaciaire dans la région de la Baie du Roi, d'après les travaux de Barbaroux (1967).

Ny Friesland où la pénéplaine, là où elle a été préservée par sa carapace de glace, est recouverte par une mince couverture carbonifère.

- Une surface plus récente (milieu ou fin du Tertiaire) dont les traces sont nombreuses vers 1.000 mètres d'altitude.

Dans la région de la Baie du Roi, des surfaces d'aplanissement s'observent à la cote 1100-1200 (Barbaroux, 1967, fig. 2-3). Ce sont les monts : Feiring, Tre Kroner, Pretender, Dronning. Barbaroux les interprète comme des formes de déglaciation de l'inlandsis Quaternaire. La deuxième surface (cote 600-800 mètres), marquée par les crêtes de Collet et Conwaytoppen ainsi que la troisième (cote 200-400 mètres) au niveau de Blomstrandhalvöya, Sarsfjellet, Steinflaen, seraient aussi, d'après Barbaroux, des surfaces reliques d'inlandsis influencées par une zone d'inflexion au voisinage du niveau actuel de la mer et affectées par des failles quaternaires (flexure continentale au sens de Bourcart).

Nous essaierons de faire la part de la structure et des actions glaciaires et marines dans les aplanissements de la zone littorale.

4.2 - Les accidents tardifs de la fin du Tertiaire et du Quaternaire

Au cours du soulèvement tardif de la pénéplaine tertiaire d'anciennes fractures ont rejoué, de nouvelles cassures se sont ouvertes recoupant quelquefois les anciennes failles ; quelques volcans et sources chaudes sont nés dans la zone du Woodfjord, à proximité de la faille majeure qui limite à l'Ouest le grand graben dévonien. Cette faille aurait donc rejoué au Tertiaire tardif ou au début du Quaternaire (Orvin, 1940). De multiples fractures en échelon NS à NE-SW recoupant le graben WNW-ESE du Kongsfjord sont attribuées au Quaternaire (Barbaroux, 1967). Un décrochement NE-SW sépare l'Ile du Prince Charles en deux blocs ; il décale sur près de 2 kilomètres la faille d'effondrement fini-tertiaire du graben

du Forlandsund (Atkinson, 1954). Postérieur à la tectonique tertiaire, il est sans doute Quaternaire.

Un problème se pose de savoir si des accidents encore plus tardifs ont pu se produire en liaison avec le processus de déglaciation quaternaire ou du moins si des failles ont été réactivées sous l'effet des variations de la surcharge glaciaire. Nous verrons que l'existence du soulèvement isostatique actuel, qui a suivi la déglaciation et se continue de nos jours, peut être mis en évidence par la datation de certains organismes dans les dépôts quaternaires. La question est de savoir si l'enfoncement dû à la surcharge glaciaire puis le soulèvement isostatique qui a suivi ' ont été des moteurs assez puissants pour faire fonctionner d'anciennes fractures permettant ainsi aux blocs faillés de jouer indépendamment les uns des autres. Nous reviendrons sur ce problème pour interpréter la disposition et l'altitude des anciennes terrasses marines. Si les blocs faillés, et ils sont abondants au Spitsberg occidental, ont répondu individuellement aux sollicitations, il est illusoire de chercher des correspondances exactes de niveaux entre les plages soulevées observées en des lieux différents.

5 - CONCLUSION

Les évènements géologiques du Spitsberg font l'objet d'une documentation très abondante ; mais nous n'avons cherché ici qu'à définir les grandes lignes de la structure. Des études géologiques plus détaillées seront reprises dans les chapitres régionaux quand elles se révèleront utiles à la compréhension de la zone littorale.

Nous retiendrons que la partie occidentale du Spitsberg, celle qui nous intéresse, a été bouleversée par les fractures tout au long de son histoire et que les blocs ont pu jouer à diverses époques, y compris jusqu'à la période actuelle, sous l'effet de l'enfoncement par surcharge glaciaire et de relèvement par suite de la fonte.

Cependant, les aplanissements ne sont pas absents. Ils peuvent être d'origine structurale (couches sédimentaires horizontales de l'Isfjord) ; être l'oeuvre de l'érosion (surfaces subcarbonifère et tertiaire) ; ou encore être des surfaces d'aplanissement glaciaires.

Ce sont des problèmes que nous retrouverons et que nous traiterons en détail dans le domaine de la zone côtière.

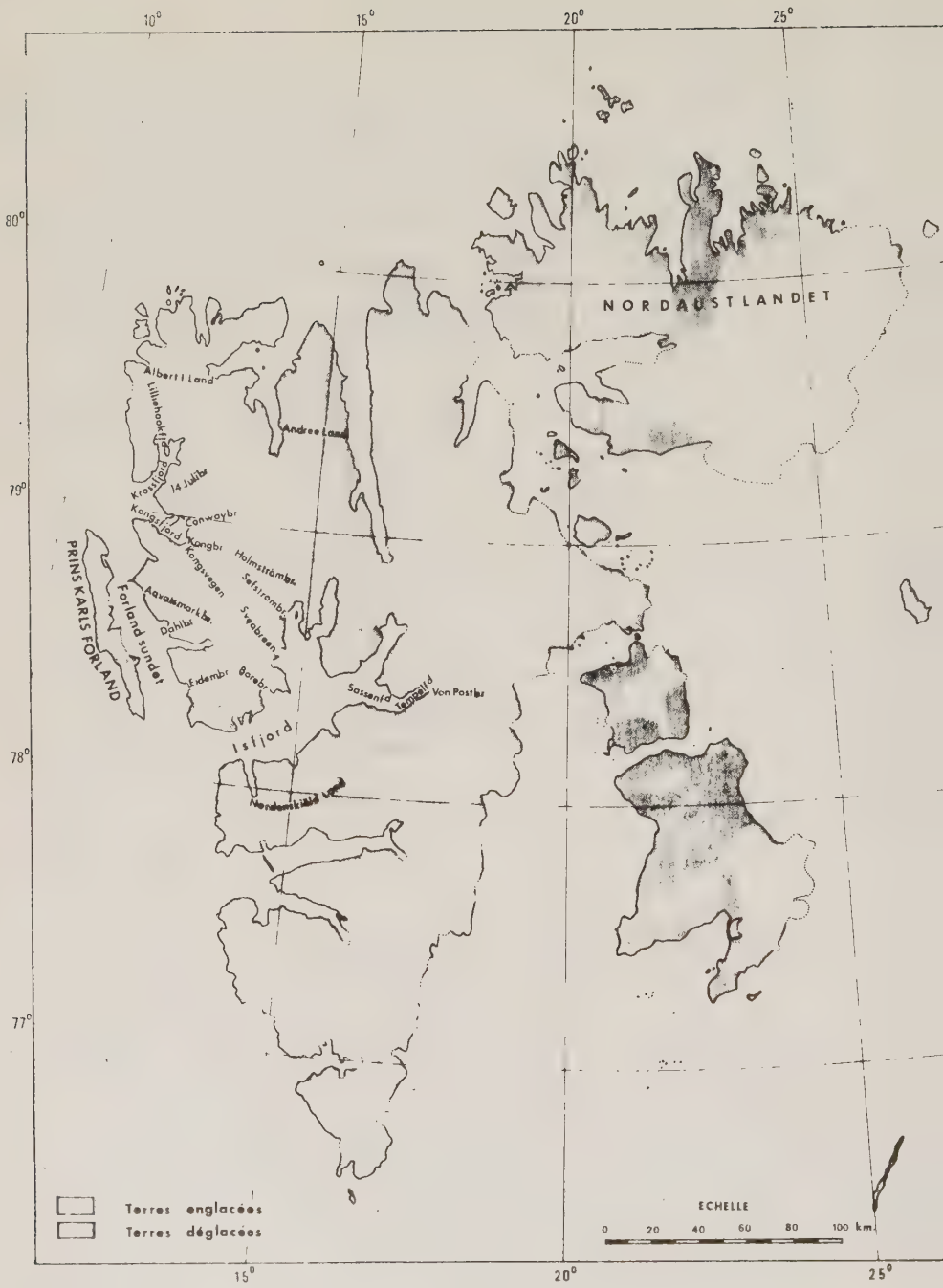


Fig 3 1 Carte de l'englacement au Svalbard

Chapitre III

PAYSAGES GLACIAIRES ET ZONE LITTORALE : LEUR INTERDEPENDANCE

Les glaciers qui se jettent dans la mer créent un type de littoral de glace aux caractères bien particuliers. Ceux qui ne l'atteignent pas produisent des moraines terminales et des zones d'épandage fluvio-glaciaire qui interfèrent avec les phénomènes marins. C'est pourquoi, directement ou indirectement, la zone littorale et prélittorale doit ses caractères les plus originaux aux glaciers.

Depuis l'Holocène, le réchauffement climatique associé au relèvement isostatique a créé une tendance générale au recul glaciaire. Aussi le bilan général enregistre-t-il une diminution du phénomène glaciaire dont les marques sont restées imprimées aussi bien sur la plateforme submergée que sur les terres déglacées. La situation actuelle de l'englacement varie selon les régions (fig. 3-1). Les grandes masses glaciaires ont subsisté dans le Nord-Est où la présence de courants marins froids les a tenues à l'abri du réchauffement contemporain. Le Nord-Ouest et le Sud du Spitsberg sont actuellement affectés d'un englacement réduit aux vallées canalisant l'écoulement de la glace des petits inlandsis locaux. Enfin, deux vastes régions, Andrée Land et Nordenskiöld Land, sont maintenant presque totalement déglacées. Les grands glaciers ont occupé des vallées beaucoup plus longues, actuellement transformées en fjords à l'aval. Les affluents qu'ils recevaient sont devenus de petits glaciers autonomes à la fois par appauvrissement, et par relèvement isostatique de la banquette littorale.

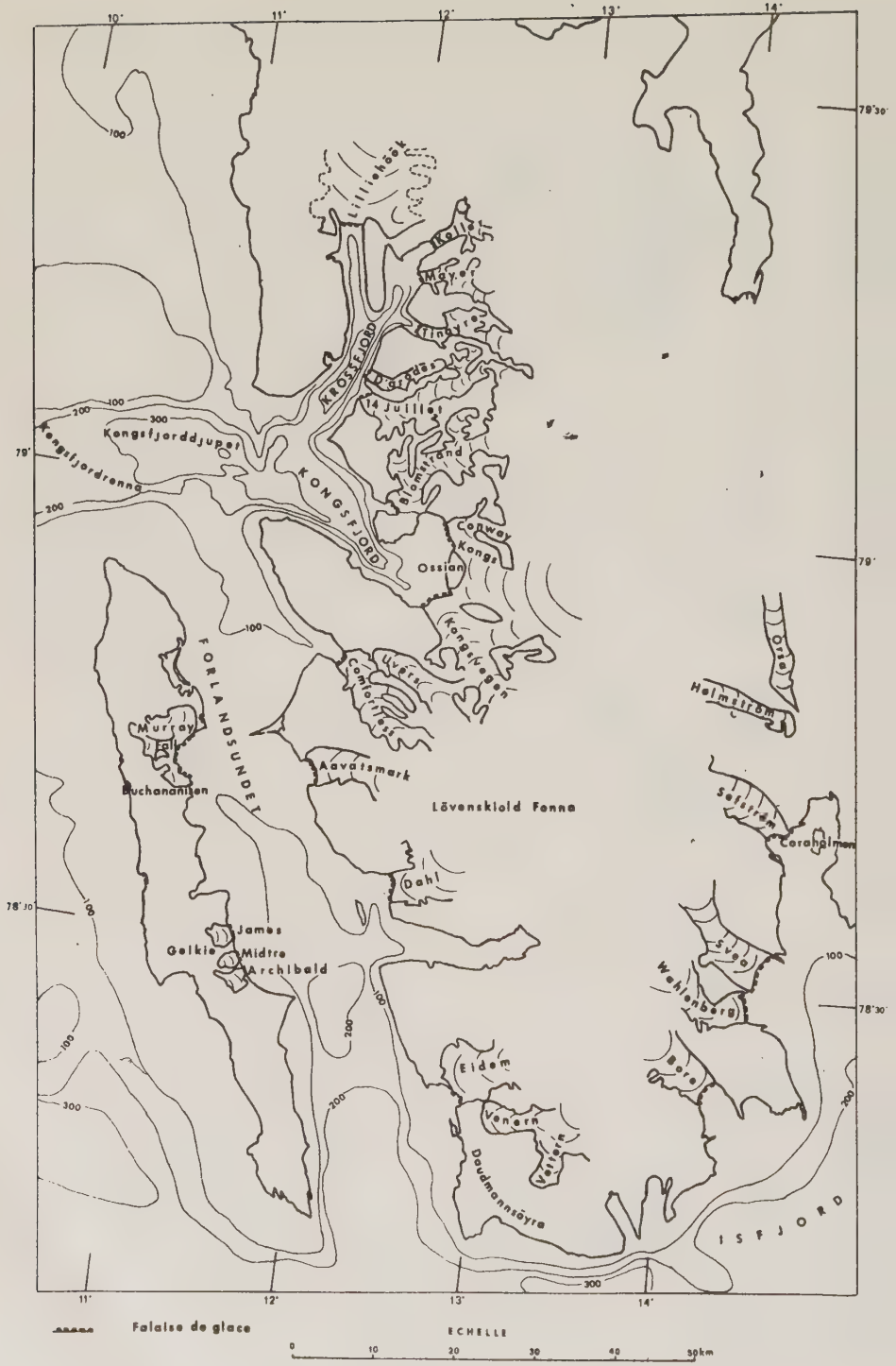


Fig.3.2 Zones terminales des glaciers - Croquis de localisation

1 - LES TYPES DE GLACIERS QUI INFLUENCENT LA ZONE LITTORALE

Une distinction essentielle est à faire entre les glaciers qui atteignent la mer par un front de glace et ceux qui se terminent dans la zone littorale en déposant des moraines (fig. 3-2).

1.1 - Les glaciers à front marin

Depuis quelques dizaines d'années, on a constaté un recul général et parfois considérable des glaciers. Quelques avancées ont été observées, mais elles sont temporaires et s'inscrivent dans une tendance générale au retrait. Cependant, certains glaciers sont encore suffisamment alimentés pour que leur front aboutisse à la mer ou dans les fjords sous forme de falaise vive capable de libérer des icebergs (photo 2). On peut distinguer trois catégories parmi ces glaciers.

1.1.1 - Les émissaires majeurs

Ils drainent la glace des fonna*. Chacun à une superficie de l'ordre de 200 Km2 (Geoffray, 1970).

Le glacier du Roi (fig. 3-3, fig. 6-3, fig. 6-4) le mieux observé et le plus étudié**, est formé de deux branches principales :

---

* Les Norvégiens désignent par ce terme les hauts plateaux intérieurs glacés, petits inlandsis qui alimentent les langues glaciaires.

** Tous les glaciers situés dans notre zone d'étude ont été visités. Mais l'étude sur le terrain fut entravée par toutes sortes d'obstacles : manque de temps pour les glaciers les plus éloignés, accès périlleux par voie terrestre, dangereux par voie marine (le vêlage capricieux nous a contraint à renoncer aux plongées le long du front). Les glaciers les plus faciles d'accès ont donc été mieux étudiés que les autres. Les photographies aériennes verticales de 1966 ont permis de pallier l'incertitude de certains travaux sur le terrain.

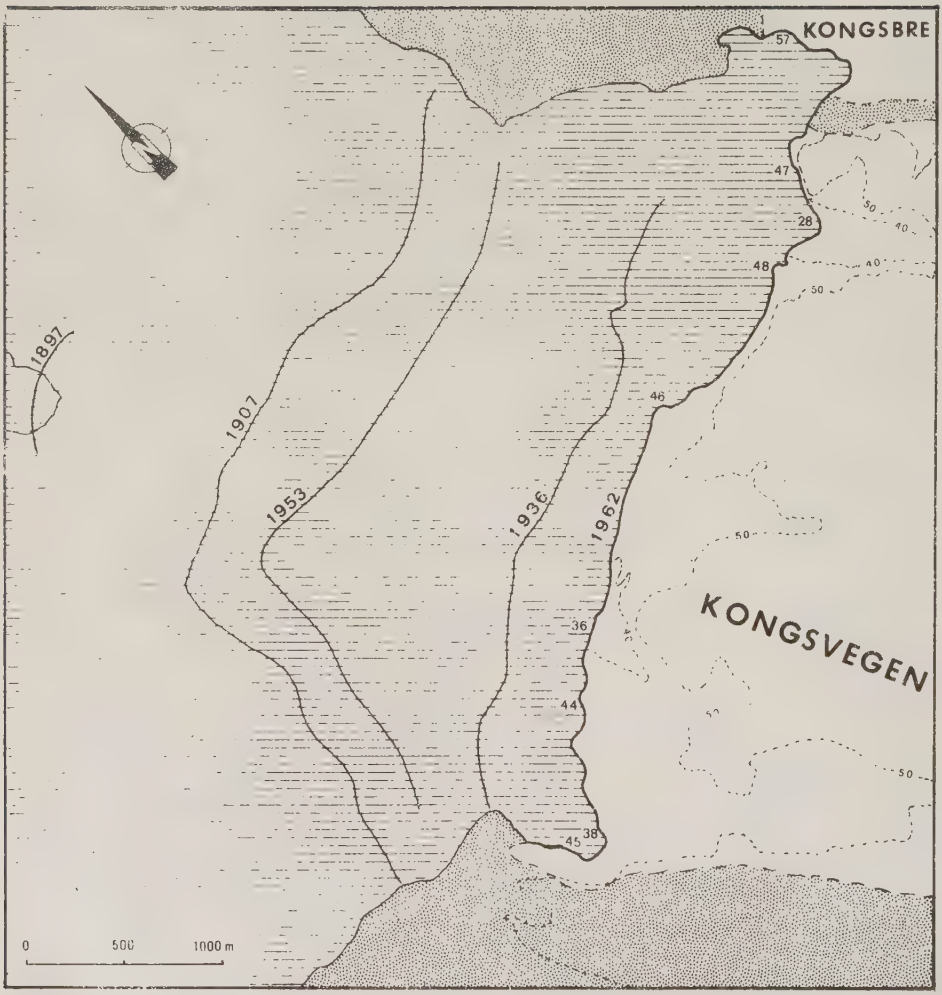


Fig. 3-3 - Variations du front du Glacier du Roi, d'après les travaux de l'expédition D.D.R., 1962.

Kongsvegen au Sud du Mont Ossian et Kongsbre au Nord auquel se juxtapose le Conwaybre. Il est évident que le Glacier du Roi n'est que le reste d'un énorme appareil glaciaire s'écoulant par le Kongsfjord, rejoint par le glacier qui occupait le Krossfjord et même par celui qui prolongeait l'Uvêrsbre et le Comfortlessbre par le Nord du Forlandsund. L'ombilic "Kongsfjordjupet" (plus de 350 m de profondeur) était le lieu de confluence à partir duquel une langue unique s'écoulait par le chenal "Kongsfjordrenna" jusqu'au talus continental actuel (fig. 2-1). Un tel ensemble glaciaire ne peut être comparé, par son ampleur, qu'à celui de l'Isfjord. Le glacier du Roi a reculé en dégageant un fjord long de 30 kilomètres environ dans lequel il se jette par des falaises de glace d'une quarantaine de mètres de hauteur. Il a perdu une bonne partie de ses affluents, non seulement les deux grands collecteurs cités plus haut, mais aussi le Blomstrandbre, émissaire de fonna, qui a conservé un front marin sur le fjord, et encore sur sa rive méridionale toute une série de petits glaciers autonomes qui n'atteignent plus la côte (les glaciers Loven). Cependant, comme en amont il continue de recevoir des affluents de rive Sud, il arrive à la mer chargé de moraines médianes.

Le Lilliehöökbre (fig. 3-4) est le seul glacier du Krossfjord à mériter encore le rang d'émissaire majeur. Il est le collecteur de nombreux affluents très courts qui se rassemblent en faisceau à quelques centaines de mètres en amont du front actuel. Le Lilliehöökbre a perdu une langue de plus de 10 kilomètres qui était bien canalisée par de hauts versants montagneux. Actuellement il se trouve pratiquement privé de langue. Le front marin a déjà reculé jusqu'à la zone de confluence du faisceau d'affluents et il s'y épanouit en un arc de cercle concave qui prendra de plus en plus d'ampleur si le recul se poursuit. Les reliefs qui séparent les affluents sont presque totalement enfouis sous la glace, aussi ne voit-on aucune moraine médiane dans la zone du front.

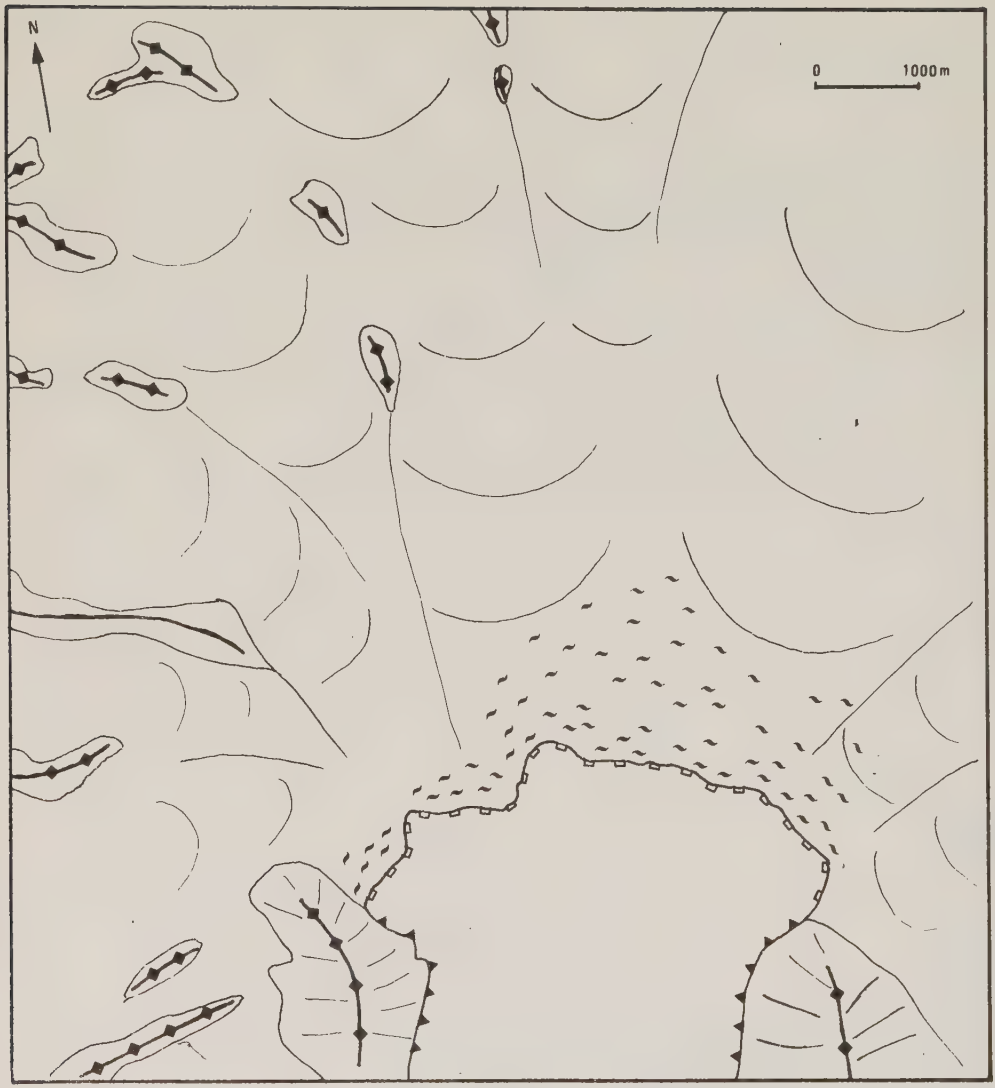


Fig. 3-4 - Le Lilliehöökbre (1966).

L'Aavatsmarkbre et le Dalhbre (fig. 3-2) descendent tous deux du Lövenskiold Fonna pour se jeter dans le Forlandsund. Il n'y a pas de preuve qu'ils soient les affluents d'un collecteur qui se serait écoulé par le Forlandsund et, s'ils montrent quelques signes de recul, celui-ci est restreint et récent. Aucun fjord n'a été dégagé devant le front de glaces. Ils n'entraînent aucune moraine médiane à la mer.

Les glaciers de la rive Nord de l'Isfjord sont d'anciens affluents privés de leur collecteur transformé en fjord ; mais eux-mêmes n'ont pas subi un recul tel qu'il entraîne la naissance d'un fjord secondaire. Tout au plus peut-on déceler un retrait restreint attesté par des témoins de moraines latérales ou frontales. L'exemple le plus spectaculaire est celui du Sefströmbre dont les débris de moraine frontale sont restés accrochés à l'île Corahclmen (fig. 3-11). Le Sveabre, le Borebre sont dans la même situation. Seul le glacier Von Post qui fut l'affluent d'une grande langue s'écoulant par le Sassenfjord, est précédé d'un fjord secondaire : le Tempelfjord, long de 10 kilomètres (fig. 3-1).

1.1.2 - Les émissaires mineurs et les glaciers autonomes

L'ordre de grandeur semblable de ces glaciers (20 à 30 Km2) incite à les regrouper dans la même catégorie. Ce sont des glaciers de vallées de dimensions réduites, présentant à la mer un front de glace, évidemment moins long que celui des grands émissaires mais d'altitude analogue (une quarantaine de mètres).

La différence entre les glaciers autonomes et les émissaires mineurs réside dans le mode d'alimentation. Les uns sont entièrement alimentés par des cirques, les autres reçoivent une alimentation mixte des cirques et des fonna. Les premiers sont analogues aux glaciers dits alpins, tandis que les seconds sont plus ou moins alpins selon la part de l'alimentation autonome par rapport à celle des fonna (difficile à évaluer). On peut les appeler "glaciers de vallées pseudo-alpins" mais ils peuvent devenir complètement

alpins si, par suite d'un abaissement du niveau de la glace, le fonna cesse de les alimenter.

Les glaciers Mayer, Koller, Tinayre (affluents du Krossfjord) et le Blomstrandbre sont de type pseudo-alpin.

Le glacier d'Arodes, celui du "14 juillet" et les petits glaciers de la côte occidentale de la terre Albert (fig. 3-1) sont de type alpin.

1.1.3 - Les glaciers de piémont

Les glaciers du Centre-Nord de l'Ile du Prince Charles ont une alimentation suffisamment abondante pour s'étaler en lobe sur l'avant-pays de la chaîne montagneuse. La partie supérieure est constituée d'un dédale de cirques et de petites vallées ; la langue proprement dite est à peine esquissée (Murraybre) ou inexistante (Söre Buchananisenbre) ; le lobe aval s'étale jusqu'à la mer. Les glaciers sont si proches les uns des autres que leurs lobes se rejoignent (Murraybre (sud) - Fallbre - Buchananisenbre) pour former le long de la côte un front de glace long de 15 kilomètres, pratiquement continu, tout juste interrompu par quelques débris de moraines.

La hauteur des falaises de glace, d'après les relevés de la carte au 1/100.000e se tient entre 25 et 40 m.

1.2 - Les glaciers à front continental

La langue glaciaire n'atteint pas la mer dont elle reste séparée par une moraine frontale plus ou moins modifiée en complexe fluvio-glaciaire, glacio-marin, ou "fluvio-glacio-marin" (photo 3). La même classification que celle des glaciers à front marin s'impose.

1.2.1 - Les grands émissaires issus des fonna

Certains se terminent très près de la mer qui vient baigner et remanier la moraine frontale. Le littoral est alors de type

morainique*. Le meilleur exemple est l'Eidembre (fig. 3-8).

D'autres, sont précédés par des zones d'épandage fluvio-glaciaire plus ou moins vastes, tels l'Uvêrsbre (fig. 3-13) associé au Comfortlessbre (lequel a une portion de front marin) et l'Holströmbre joint au Orsabre (fig. 3-5). Le contact avec la mer se fait par une côte à sandur très basse.

D'autres enfin, sont séparés du littoral par une région étendue où les complexes fluvio-glaciaires sont associés à des formes marines anciennes et soulevées (terrasses, cordons...) ; par exemple, le Venernbre et le Vetternbre qui débouchent sur une grande plateforme appelée Daudmannsöyra, à la formation de laquelle ils ont contribué. C'est un type de zone littorale complexe où ont interféré les phénomènes glaciaires et les phénomènes marins au cours du Quaternaire.

Les grands émissaires qui n'atteignent pas la mer sont relativement rares. Ils proviennent des fonna de dimensions réduites et avec lesquels les échanges doivent être gênés par des seuils qui se manifestent par des nunataks émergeant au contact de la langue et du fonna.

1.2.2 - Les petits glaciers autonomes de type alpin

Leur superficie est de 10 Km2 environ. On pourrait en citer un grand nombre. En voici quelques exemples : les glaciers Loven médian et oriental qui se dirigent vers le Kongsfjord (fig. 6-4) ; ceux qui s'écoulent vers le Forlandsund comme l'Elisebre, l'Andreasbre et leurs voisins, etc... (fig. 7-4).

---

* Les types littoraux feront l'objet d'étude détaillée.

Légende

1 versants

2 ligne de crête

3 strandflat

4 glacier

5 front de glacier marin

6 crevasses

7 moraines

8 lagunes

9 alluvions proglaciaires

10 côte à falaise

11 plage ou cordon littoral

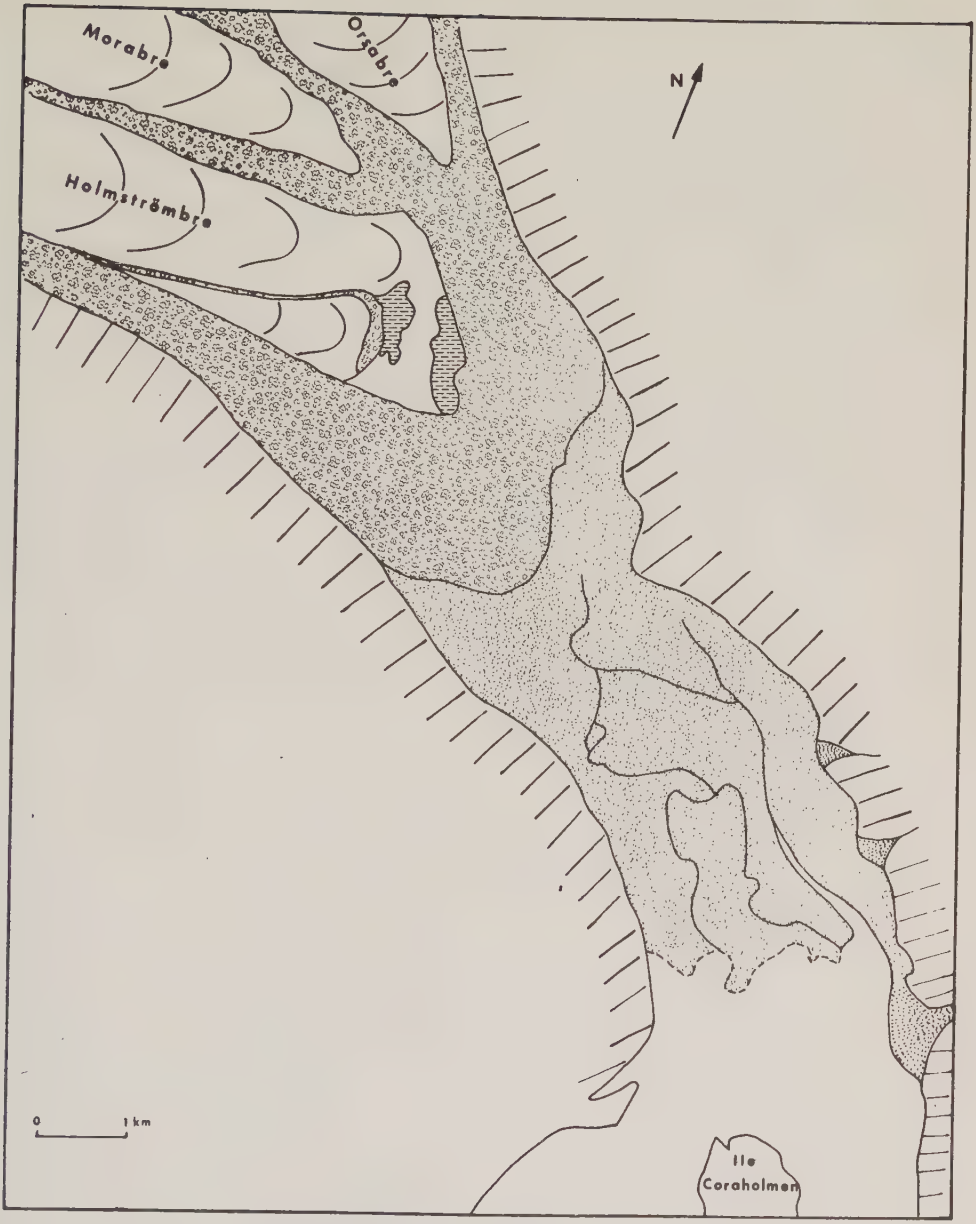


Fig 3.5 HOLMSTRÖMBRE - 1966
Moraine terminale précédée d'un sandur

Ces glaciers sont depuis longtemps en perte de vitesse. Ils furent, à une époque de glaciation plus favorable, les affluents des grands émissaires qui remplissaient les vallées aujourd'hui transformées en fjords ; et ils ont vraisemblablement, pendant le retrait, connu un stade où leur front était marin. Il est évident que cette distinction entre les glaciers à front marin et ceux à front continental a varié dans le temps. Actuellement, les glaciers de type alpin à front continental sont nombreux car ils représentent une forme de retrait.

Les vastes plateformes qui les séparent du trait de côte actuel sont semblables à celles qui précèdent certains grands émissaires.

1.2.3 - Les glaciers de piémont

Dans le Centre-Sud de l'Ile du Prince Charles, les trois glaciers Geikie (fig. 3-6) ont conservé leur moraine frontale, à peine légèrement régularisée par un cordon marin. Sur une distance de 8 kilomètres (à part une courte interruption entre James Geikiebre et Midtre Geikiebre), le trait de côte suit directement le bord externe de la moraine frontale. Le front glaciaire se termine en une rampe douce, à laquelle fait suite une moraine chaotique parsemée d'étangs. La mer a tout juste ourlé la formation morainique d'un étroit cordons de galets.

Ces glaciers à front continental ont vraisemblablement acquis leurs caractères par récession, abandonnant au domaine littoral une zone où interfèrent alors des phénomènes glaciaires, fluviaux, marins, périglaciaires.

2 - PHENOMENES DE CONTACT ENTRE LA MER ET LA ZONE PROGLACIAIRE

Lorsque la moraine frontale d'un glacier se trouve au contact de la mer, l'action marine rapide sur le matériel morainique

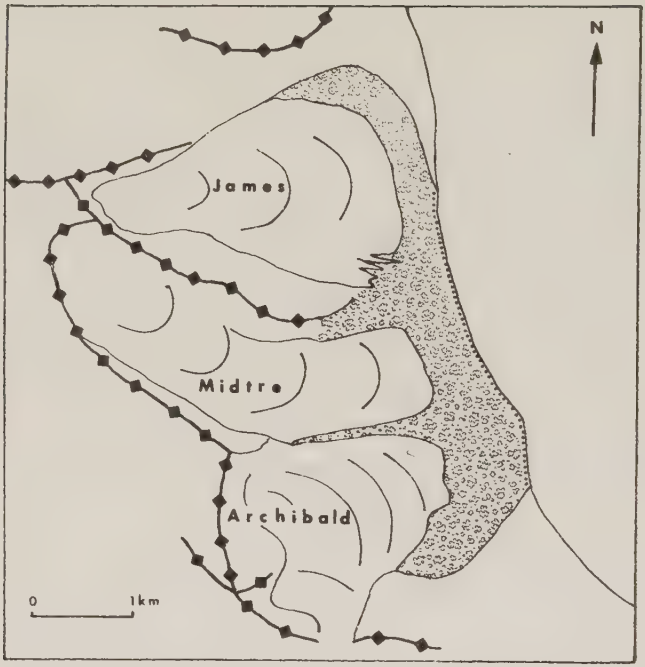


Fig.3.6 GEIKIEBRE - 1966

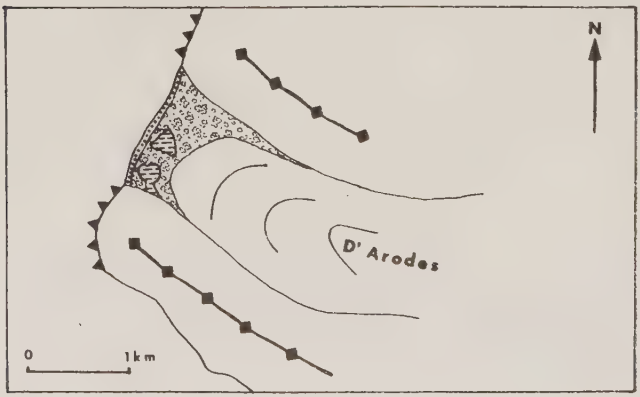


Fig.3.7 D'ARODESBRE - 1966

peu résistant, se traduit par un démantèlement de la moraine au profit des formes d'accumulation marine. On peut observer ce phénomène à plusieurs stades (photo 4).

2.1 - Moraine terminale précédée d'un sandur (fig. 3-5)

L'Holmströmbre, renforcé par le Morabre et l'Orsabre a construit une énorme moraine terminale, disposée en vallum et servant de barrage à deux lacs proglaciaires. Devant la moraine, sur une nappe de débris étalés en sandur, deux rivières recevant de nombreux petits affluents dessinent des méandres divagants. Au contact de l'Ekmanfjord, une véritable zone amphibie argileuse découvre largement à marée basse. A haute mer, l'argile rouge se délaye dans les eaux marines. Les fonds sous-marins immédiats, très peu profonds, furent enregistrés à l'écho-sondeur sous forme d'une succession de pics escarpés dont certains affleurent à la surface de l'eau. A ce stade, on a donc un passage insensible du sandur à la mer. La mer n'y construit pas de formes littorales, elle est seulement présente au contact de formes fluvio-glaciaires.

2.2 - Moraine frontale intacte ourlée d'un cordon littoral

Dans le cas des glaciers Geikie (fig. 3-6) de l'Ile du Prince Charles, la mer, léchant le bord externe de la moraine, n'y exerce aucune action érosive notable. Elle trie le matériel et utilise celui qui correspond à sa compétence pour bâtir un étroit cordon littoral de bordure.

La moraine frontale du glacier d'Arodes (fig. 3-7) est légèrement régularisée par la mer, en ce sens que l'arc de cercle initial du bord externe ne se remarque plus. Un cordon littoral a aligné l'accumulation morainique avec l'ensemble du trait de côte, ici rectiligne.

La prédominance reste aux formes glaciaires. La mer ne construit que des formes atrophiées dont le matériel a un façonnement médiocre.

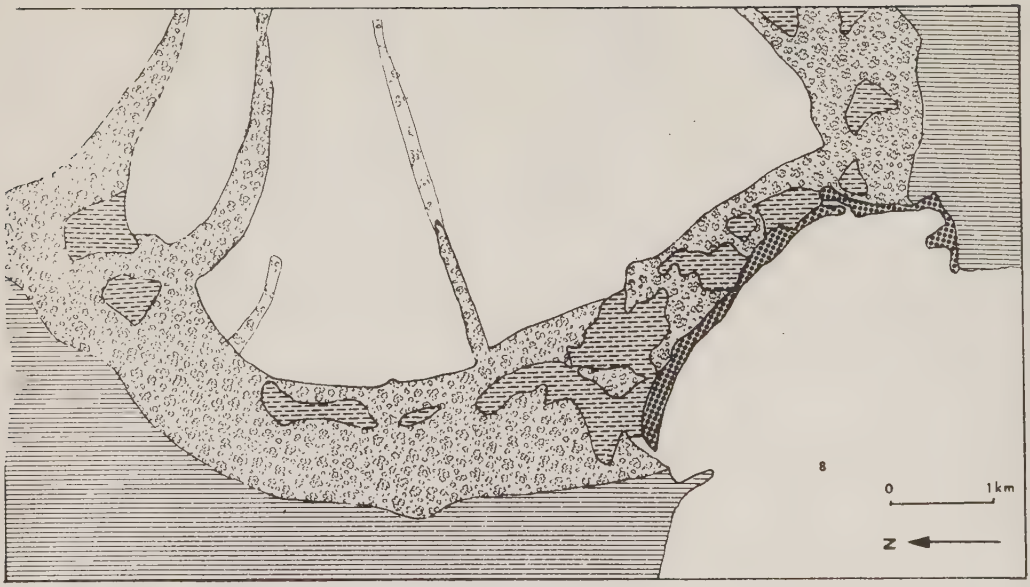


Fig. 3.8 E I D E M B R E - 1966

2.3 - Moraine frontale éventrée à cordon littoral bien développé

L'Eidembre offre le meilleur exemple (fig. 3-8). La glace s'épanouit en éventail dans sa partie terminale bordée par une vaste moraine. Seule la partie Sud-Ouest de la moraine est attaquée ; c'est elle qui est exposée aux houles les plus fortes ; ailleurs, une plateforme s'est développée entre la moraine et la côte.

Là où la mer a envahi la moraine, occupant les anciens lacs proglaciaires, des formes "glacio-marines" se sont mises en place. Avec les éléments morainiques de calibre moyen, la mer a construit un cordon qui a cette fois l'ampleur d'un vrai cordon littoral ainsi que ses caractères habituels (front externe régularisé en arc de cercle, revers accidenté de lobes représentant les débordements de galets vers les lagunes). Deux passes principales assurent la communication avec la mer.

Ici les formes marines tendent à l'emporter sur les formes fluvio-glaciaires. Le matériel a conservé ses caractères fluvio-glaciaires mais le modelé général est marin.

2.4 - Moraine ennoyée à cordon littoral atrophié

La moraine frontale du Murraybre (fig. 3-9) est complètement envahie par la mer dans sa partie Sud-Est. On distingue encore l'ancien tracé de l'arc morainique bien que seuls subsistent des débris d'accumulation de faible ampleur. La mer, qui les a remaniés en petites flèches, vient à présent baigner la langue de glace. Le glacier a un front marin à falaises, bien que les profondeurs marines soient très faibles (2 à 3 m) à l'emplacement de la moraine disparue.

2.5 - Moraine terminale dont il ne reste que les témoins latéraux

La partie frontale de la moraine a disparu et le glacier est devenu un glacier à front marin.

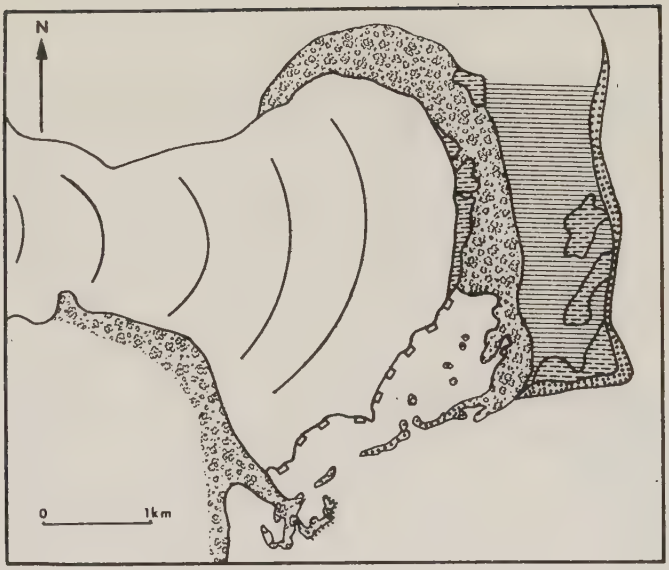


Fig.3.9 M U R R A Y B R E - 1966

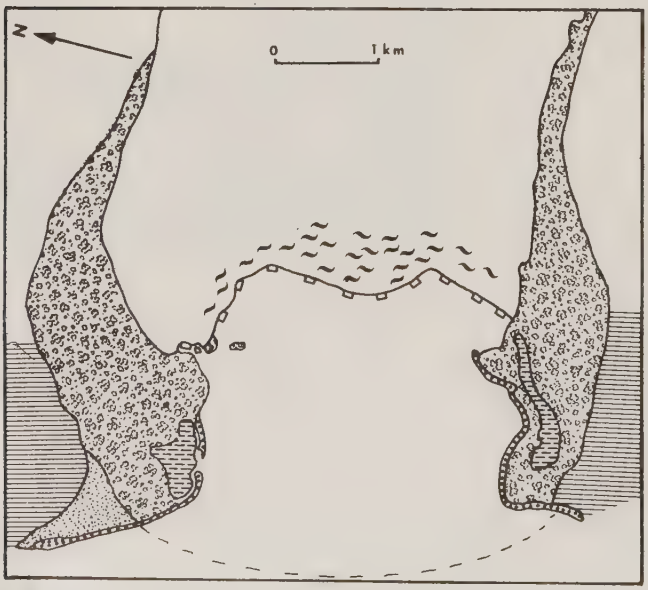


Fig.3.10 A A V A T M A R K B R E - 1966

De même que l'on passe du stade précédent à celui-ci par transitions, de même, à l'intérieur de cette catégorie, les variantes sont nombreuses.

2.5.1 - Les témoins latéraux sont remaniés par la mer en cordons et en flèches à crochets, toujours de dimensions réduites. Certains glaciers ont conservé des lambeaux latéraux de leur moraine terminale, assez vastes pour que l'on puisse reconstituer la position de la moraine. Ainsi l'Aavatsmarkbre (fig. 3-10) a perdu la partie centrale d'une énorme moraine dont il reste deux vastes témoins latéraux permettant d'évaluer le recul à 2 kilomètres environ. Dans le cas du Sefströmbre (fig. 3-11) la reconstitution de la moraine terminale se fait selon un tracé incontestable car elle a laissé un chaos de collines d'argile rouge à blocs sur la moitié des îles Coraholmen et Flintholmen. Actuellement, le front de glace se trouve à 5 kilomètres de la limite de la moraine.

Les témoins latéraux n'ont généralement pas la même importance sur les deux rives. Par exemple, le glacier du 14 juillet (fig. 3-12) présente un important ensemble glacio-marin au Sud et pratiquement rien au Nord. Le Comfortlessbre a des falaises de glace dans sa partie méridionale. Par contre, une série de sandur et de moraines, anciens et récents, se sont conservés dans la partie Nord parce qu'ils y étaient plus abondants (confluence Uvêrsbre - Comfortlessbre) et parce qu'ils étaient moins exposés aux attaques de la houle que dans le Sud.

En effet, deux facteurs entrent en jeu. D'une part une dissymétrie fréquemment observée dans le volume des deux moraines latérales ; habituellement, une rive est mieux alimentée que l'autre, sans doute par suite d'une inégalité d'attaque des versants par le gel suivant l'exposition. D'autre part, une dissymétrie dans les zones d'attaque. La zone attaquée est celle qui, exposée au fetch le plus long, subit le plus efficacement l'action de la houle. Lorsque la zone d'attaque correspond à celle qui est peu chargée en

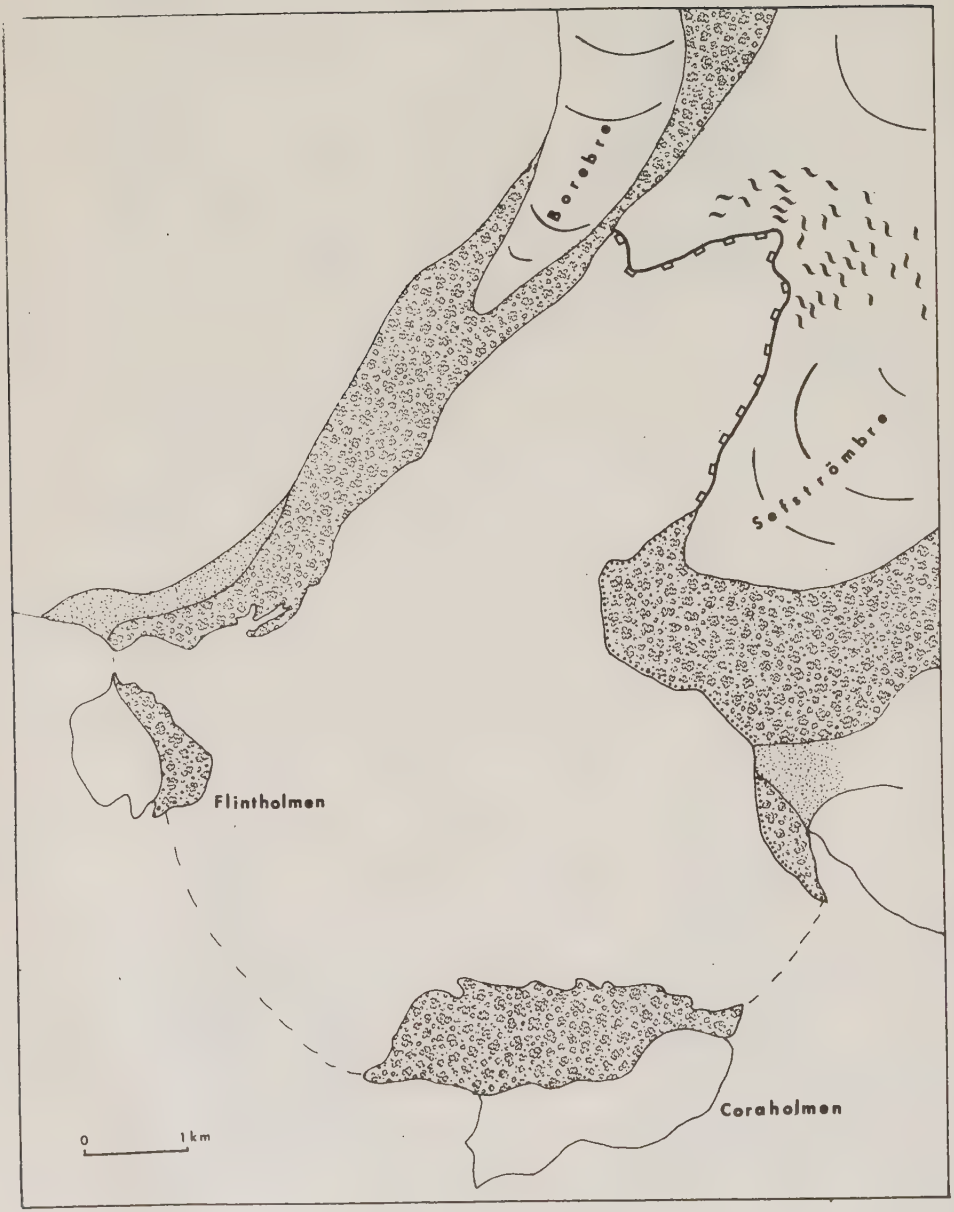


Fig.3.11 SEFSTROMBRE - 1966

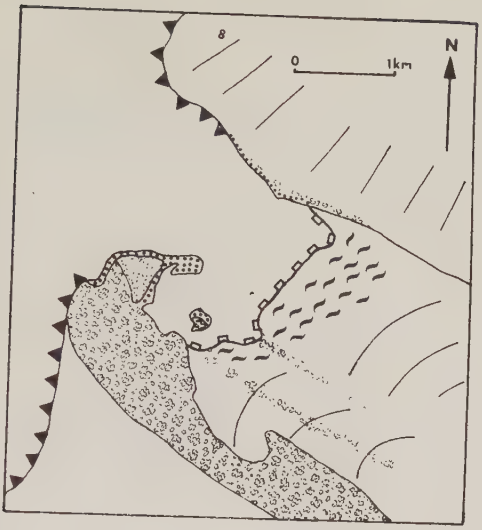


Fig.3.12 Glacier du 14 Juillet - 1966

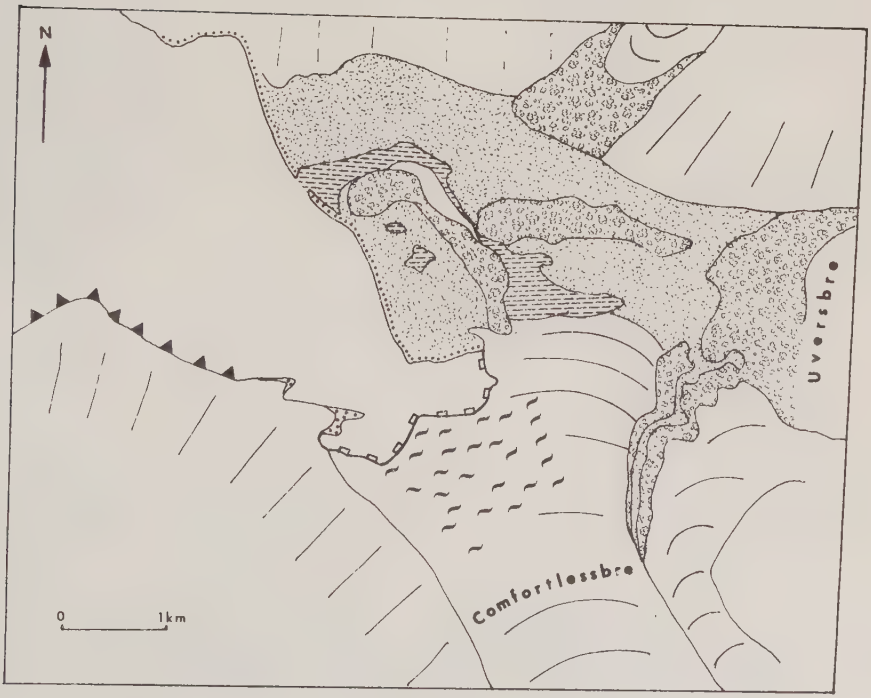


Fig.3.13 COMFORTLESSBRE - 1966

moraine, le témoin morainique de l'autre rive prend, par contraste, une importance considérable. Exemples : glacier du 14 juillet, Comfortlessbre.

2.5.2 - Des formes de remaniement marin quasi-inexistantes

Quand le vallum morainique est totalement démantelé, que la partie frontale a complètement disparu et qu'il ne subsiste plus que les moraines latérales (une ou les deux), on constate que les formes de remaniement marin sont à peu près inexistantes. La moraine reste plaquée entre la glace et le versant de la vallée et seul un cordon littoral atrophié souligne son contact avec le fjord (exemple : Walhenbergbre, fig. 3-14).

Parfois la mer se faufile entre le versant et la moraine qui s'allonge alors en mer sous forme de cap. Le mieux développé est celui de la rive Nord du Borebre (fig. 3-15).

Il ne semble pas qu'on puisse mettre systématiquement ces types de contact variés en rapport avec du matériel morainique de consistance différente ou avec des situations plus ou moins exposées aux attaques de la mer.

3. QUELQUES EXEMPLES DE VARIATIONS DE POSITION DES FRONTS GLACIAIRES DANS LA ZONE LITTORALE

La position actuelle des glaciers dans la zone littorale a varié dans le temps en fonction du régime glaciaire (bilan positif ou négatif) et des variations respectives de niveau de la mer et du continent.

L'extension des glaciers n'est donc qu'une étape d'une évolution au cours de laquelle les variations des fronts ont entraîné des modifications importantes dans la position et dans la nature

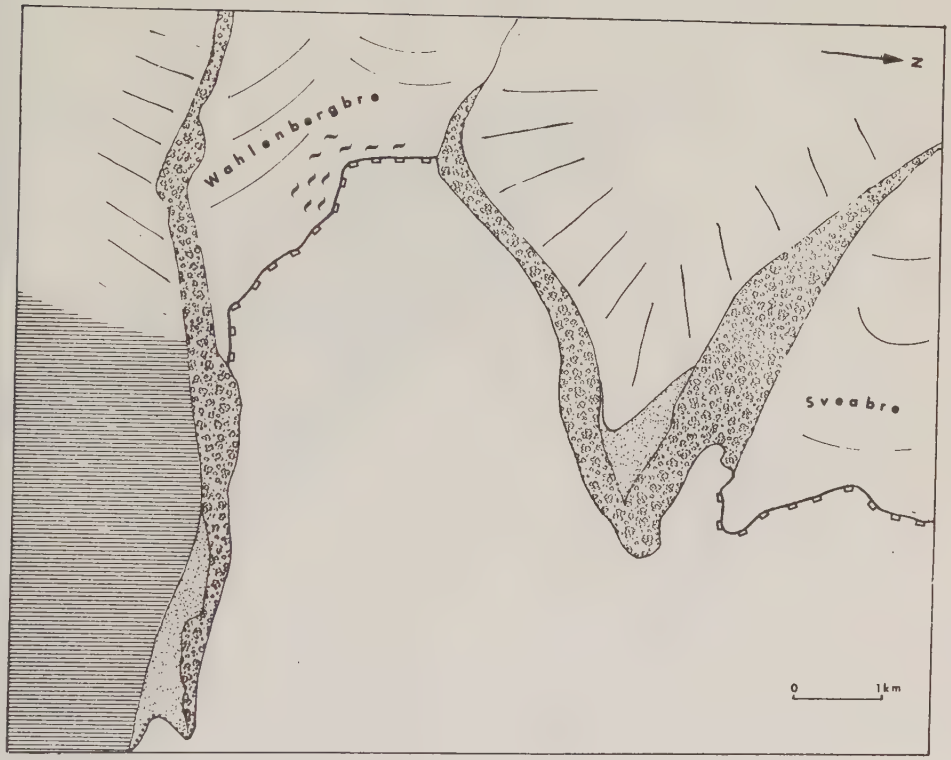


Fig.3.14 WAHLENBERGBRE - 1966

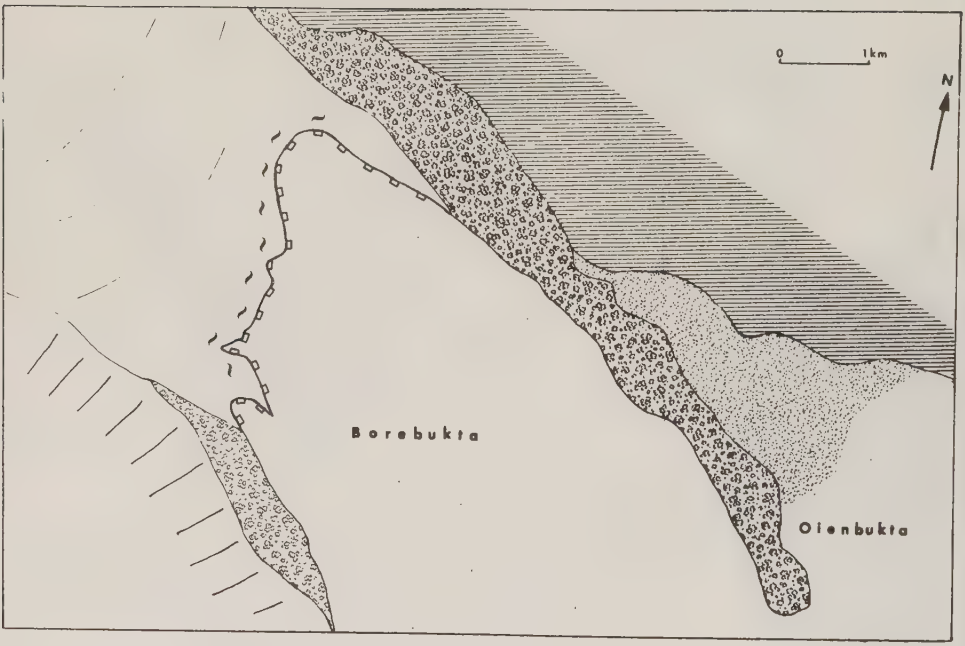


Fig.3.15 B O R E B R E - 1966

(glace, moraine, sandur, strandflat) du littoral.

En recherchant les traces de cette évolution, on est amené à poser les problèmes de chronologie des épisodes glaciaires et des variations du niveau de la mer (chapitre XIV).

3.1 - Les variations récentes

On peut les déceler et même les quantifier grâce aux documents (cartes, photographies, descriptions de voyageurs) et grâce aux moraines. Les moraines et les blocs erratiques sont demeurés en avant des fronts actuels, perchés à des altitudes variées; ils sont les témoins sur le terrain d'anciennes positions du glacier. Les cartes anciennes, dites du Prince de Monaco, exécutées au cours des campagnes menées de 1906 à 1914, peuvent servir de références de base. Les diverses cartes marines indiquent les fronts marins avec leurs dates, mais l'imprécision du tracé et la grande variété des dates et des échelles rendent les comparaisons impossibles. Les cartes norvégiennes au 1/100.000e, bien que de parution récente, donnent toujours la position des fronts en 1936 car les documents qui en ont permis l'établissement sont des photographies aériennes prises en 1935-1936. Les meilleurs résultats sont d'ailleurs ceux que donne la comparaison des photographies de 1936 et de 1966. Ces trente années ont été un laps de temps suffisant pour qu'apparaissent des variations considérables. Malheureusement, on ne peut ni les mesurer, ni les cartographier directement car les vues de 1936 sont obliques et celles de 1966 verticales. On a donc un certain nombre d'estimations mais peu de mesures précises de détail.

Cependant, pour le glacier du Roi, on bénéficie d'une cartographie très précise au 1/50.000e et au 1.25.000e réalisée par l'équipe de la D.D.R.*.

---

* Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergen expedition, R.III, H.9, 1967 et : Das zungenende des Kongsvegen-Gletschers in der Kingsbay-Spitzbergen, 1965.

3.1.1 - Le Glacier du Roi (photo 5) a été retenu à titre d'exemple car les îlots de l'archipel Lovenöyane, en avant du front, sont un repère pratique pour évaluer les variations (fig. 3-3).

En 1837, lors de la visite de S. Loven, le paysage était semblable au paysage actuel dans ses grandes lignes mais le front du glacier s'avançait davantage que le front actuel (à 300 m de l'îlot Leirholven alors qu'actuellement 2.500 m l'en séparent*).

En 1861 (visite de Nordenskiöld) et en 1897 (visite de Conway) l'îlot est recouvert par le glacier.

En 1907, d'après la carte du Prince de Monaco, l'important recul contemporain est amorcé ; il se vérifie, en 1928 et se confirme en 1936 sur la carte norvégienne au 1/100.000e.

Mais en 1953 se manifeste une réavancée considérable et le glacier rejoint presque sa position de 1907. Mais le bilan, d'après les photos de 1936 et celles de 1966, est en faveur d'une régression.

Sur la rive gauche, un appauvrissement dans l'alimentation glaciaire entraîne un accroissement en largeur de la bande de glace morte qui forme ce flanc Sud du glacier. En 1936, le Botnfjellbre se jetait dans le glacier du Roi en se coudant à angle droit comme le font toujours les affluents qui juxtaposent leur flux parallèlement à celui du collecteur principal. Ce coude n'existe plus en 1966, la bande de glace morte se prolonge jusqu'à ce niveau ; elle est même recoupée par la gorge à méandres d'un torrent dévalant d'un cirque voisin. Cependant, cet appauvrissement dans l'alimentation ne se traduit pas par un recul considérable de la partie méridionale du front : il se tient toujours environ au niveau de l'ancienne confluence avec le Pedersenbre, déjà isolé de son collecteur en 1936 et qui n'a guère

---

* 2.500 m et non 6.000 m comme l'indique L. Barbaroux, thèse, p. 105.

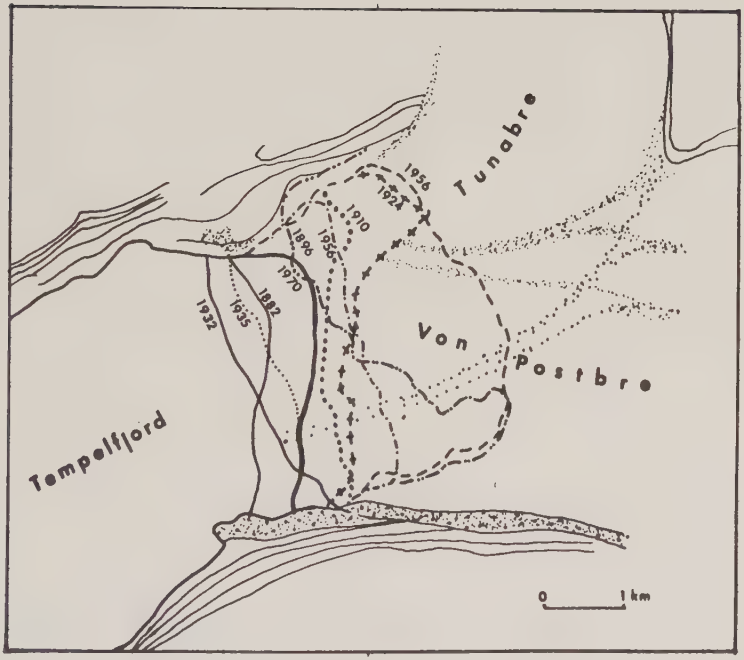


Fig. 3-16 - Fluctuations du front du Tunabre et du Von Postbre d'après Liestöl, 1972 (Årbok).

évolué en 1966. A ce niveau la glace morte reculerait de 2 m par an (Barbaroux, 1967, p. 105).

En revanche, le recul est spectaculaire au niveau de la rive droite : en 1936, la langue atteignait le Mont Ossian, laissant en arrière dans les glaces le nunatak du Mont Collet ; en 1966 un golfe profond a été creusé dans la glace et la mer atteint presque le Mont Collet. On peut évaluer le recul à 1.500 m en 30 ans, ce qui donne une moyenne de 50 m par an. Le front maintient mieux ses positions dans sa partie centrale, en courbe convexe, sans doute grâce à la grande vitesse d'écoulement de la glace (4 m par jour en été). Lliboutry (1965, p. 477) signale même une avancée du glacier du Roi en août 1964. Il est difficile, dans ces conditions, d'évaluer la valeur d'un recul moyen sur tout le front. L'évolution est faite d'avances et de reculs, le bilan général est en faveur du recul.

3.1.2 - Le glacier Comfortless (photo 6) a subi des variations qu'on peut déceler par la position des moraines successives. L. Barbaroux (1967, p. 106) raccorde les différents lambeaux morainiques à des fronts hypothétiques qu'il date par comparaison avec ceux du glacier du Roi et il obtient ainsi une série de positions, toutes en recul les unes par rapport aux autres : 1860, 1910, 1930, 1936, 1950, 1966. En 1860, le front glaciaire, dans une baie des Anglais à peine amorcée, est un front marin commun à l'Uvêrsbre et au Comfortlessbre ; un siècle après, en 1966, le front du Comfortless n'est plus que partiellement marin et celui de l'Uvêrsbre a fini de l'être. L'auteur évalue le recul à plus de 400 m en un peu moins d'un siècle et considère que ces résultats concordent avec les estimations de Birkenmajer (1964) pour Treskelen (Hornsund).

3.1.3 - Le Von Postbre forme avec le Tunabre un glacier à front marin qui se jette dans le Tempelfjord (fig. 3-16). Les fluctuations de ce front sont caractéristiques des variations rapides

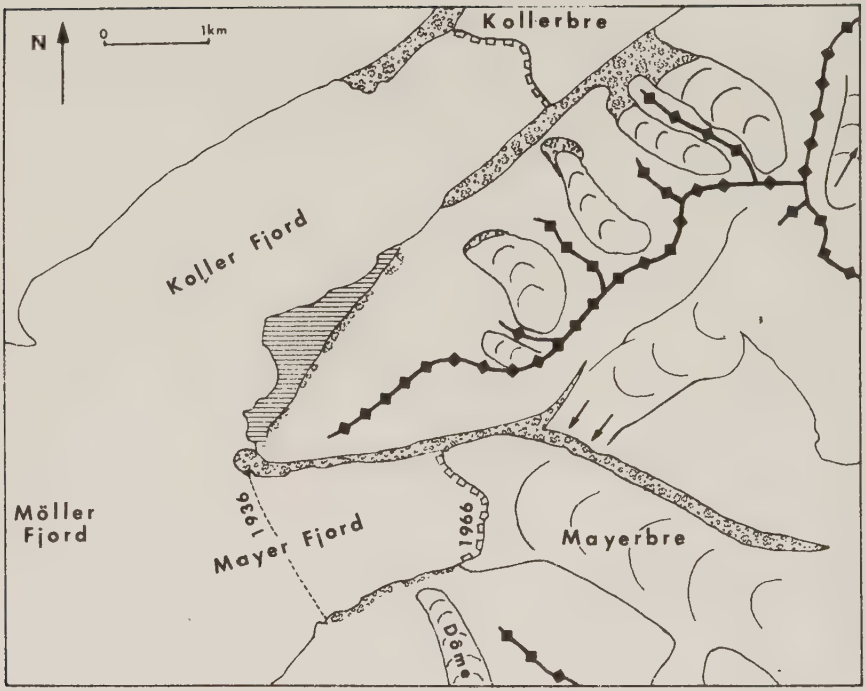


Fig 3.17 Le recul du Mayerbre

des fronts à falaises de glace d'un glacier polaire.

A partir de 1882 jusqu'en 1924, on enregistre des retraits, surtout dans la partie Nord, celle qui correspond au Tunabre. En 1924, le front décrit un golfe dans le secteur du Tunabre qui a donc été beaucoup plus éprouvé par le retrait que son voisin qui occupe une place prédominante dans l'association.

En 1932, une transformation spectaculaire s'est opérée : l'ensemble des deux glaciers a avancé. Le front commun est à peu près rectiligne ; le Tunabre pour sa part a donc progressé plus vite que le Von Postbre ; il a avancé de plus de 3 kilomètres entre 1924 et 1932.

A partir de 1932, les deux glaciers sont en recul. En 1966 le front s'est retiré jusqu'à sa position de 1924, mais cette fois le Von Postbre recule au même rythme que son voisin.

En 1970, on enregistre une avance (Liestöl, 1972) de près de 2 kilomètres, au bénéfice du Tunabre ; la branche du Von Postbre est à peu près stable.

3.1.4 - Le glacier Mayer (fig. 3-17 et photo 7)

Le glacier et le fjord où il se jette ont été étudiés conjointement par l'équipe de Glaciologie (Geoffray, 1970) et par l'équipe marine. Le choix s'est fixé sur le Mayer, d'une part parce que le glacier et le fjord sont assez petits pour que les phénomènes soient saisis dans leur ensemble, d'autre part parce que le recul du glacier, faisant place progressivement à un fjord, s'est fait très rapidement dans une période assez récente et assez courte pour que l'on puisse décrire et même quantifier la transformation d'une vallée glaciaire en un fjord.

Pour évaluer l'ampleur de la déglaciation, la comparaison la plus frappante est celle des photographies de 1936 et 1966.

- en 1936, le glacier Mayer aboutit dans le Möllerfjord par une falaise de glace. La côte ne présente aucune indentation au niveau du glacier ; le fjord du Mayer n'existe pas. Le glacier

reçoit plusieurs affluents. Dans la zone aval, le glacier dit "du Dôme" en se coudant à angle droit joint son flux à gauche du courant principal. Sur la rive droite un affluent plus important, légèrement suspendu au-dessus de la langue principale, s'accole au Mayer comme le précédent.

- en 1966, un petit fjord est né, le Mayerfjord, affluent du Möllerfjord. Le front de glace a reculé d'environ 1.900 m si bien que le glacier du Dôme a cessé d'être un affluent. Il est indépendant et son front de type continental se trouve à 30 m de la mer. L'affluent de droite reste suspendu, et une cascade de glace très abrupte, haute de 100 m, rejoint la langue principale. Le Mayer a donc diminué non seulement en longueur, mais aussi en épaisseur.

La régression brutale du glacier en 30 ans était sans doute déjà amorcée en 1936, car, à cette date, on remarque que les moraines latérales sont décollées et perchées par rapport à la langue principale.

L'ampleur de la déglaciation a pu être évaluée, en distance par triangulation terrestre (Geoffray), et en volume par l'enregistrement de 7 profils à l'échosondeur (Moign) dans la baie déglacée :

- Retrait du front : 1.900 m
- Surface de la baie déglacée : 2,6 Km2
- Perte de volume pour la partie située au-dessus du niveau de la mer : 0,29 Km3.
- Volume de la déglaciation évalué à 0,51 Km3.

En y ajoutant la perte de volume du glacier existant encore estimée à 1,33 Km3, on obtient un volume total de déglaciation de 1,84 Km3.

- Perte en surface du glacier : 12 %
- Perte en volume du glacier : 25 %

H. Geoffray (1970) donne ces chiffres pour une période de 60 ans, 1906-1966. En fait, d'après les mesures évaluées approxi-

mativement sur les photographies de 1936 et de 1966, il semble que les résultats pourraient s'appliquer à cette dernière période de 30 ans. Dans ce cas, l'ampleur de la déglaciation serait considérable : 60 à 65 m de retrait par an.

La brutalité de la déglaciation, record pour le Spitsberg occidental, est due au type même du glacier Mayer : c'est un glacier pseudo-alpin, c'est-à-dire un glacier de vallée qui reçoit une partie de son alimentation des fonna (Plateau Isachsen). La langue du Mayer semble séparée du plateau Isachsen par un seuil qui émerge plus ou moins de la glace sous forme de nunataks. Il suffit alors d'une assez faible diminution dans l'alimentation pour que, l'altitude du plateau Isachsen s'abaissant légèrement, la langue émissaire se trouve brusquement privée d'une grande partie de son approvisionnement en glace et pour que le front marin recule rapidement. Cependant, la déglaciation ne se produit pas partout au même moment, ni avec la même brutalité.

Il est intéressant à cet égard de comparer l'exemple du glacier Mayer avec celui du glacier Koller voisin. Pour ce dernier, les variations sont minimes d'après les photographies de 1936 et de 1966. En 1936 le Koller a déjà perdu tous ses affluents aval de rive gauche, sauf un dont la perte sera consommée en 1966, non pas tant par recul car la position du front de glace varie peu, que par abaissement de la surface du collecteur principal. Le Kollerbre, à l'image du Mayerbre, mais plus tôt, a dû subir une déglaciation très rapide à laquelle a succédé une certaine stabilisation. Peut-on évaluer l'ancienneté de la déglaciation ? Sur les photos de 1936, comme sur celles de 1966, l'ancienne moraine latérale gauche est séparée du rivage par une petite plateforme qu'on peut assimiler aux banquettes de strandflat qui bordent souvent les fjords. L'existence de cette banquette est-elle le signe d'un retrait très ancien du glacier ? Si cela était, on peut trouver étonnant que la moraine ait pu conserver une grande fraîcheur de formes. Sinon il faudrait admettre que les strandflats peuvent naître et se développer très rapidement.

Les moyennes de recul actuel des glaciers ont une signification assez limitée dans la mesure où le retrait, très rapide dans certains cas, médiocre dans d'autres, est fonction de conditions locales très variables*. Les glaciers ne réagissent ni immédiatement, ni uniformément aux sollicitations climatiques. En fait, il ne faut pas essayer de coordonner les reculs et d'établir des moyennes en comparant positions et dates, car chaque glacier a un rythme particulier qui obéit aux sollicitations de son bilan. Lliboutry a montré (1965, p. 724) que les variations historiques des glaciers des Alpes ne sont ni périodiques, ni bien synchrones.

Les glaciers à front marin sont plus sensibles que les autres aux variations climatiques. Une faible sollicitation climatique (par exemple diminution dans l'alimentation neigeuse qui fait reculer la ligne de névé) entraîne, pour un glacier marin, un retrait accentué (Lliboutry, 1965, p. 763). Un glacier canalisé dans une vallée se terminant en fjord ne peut atteindre son équilibre en changeant la surface de sa zone d'ablation. Débouchant sur un niveau constant, celui de la mer, ni la zone d'ablation, ni la position du front ne peuvent changer leur altitude en corrélation avec les changements d'altitude de la ligne de névé (Mercer J.H., 1961). C'est donc la longueur de la langue en zone d'ablation qui enregistre les changements.

3.2 - Les variations anciennes

On peut essayer de les évaluer à l'échelle des grands ensembles glaciaires, mais les dépôts morainiques anciens, preuves des positions occupées par les glaciers, sont rares. Aussi les conclusions restent-elles hypothétiques.

---

* Les variations du glacier Sefström seront étudiées avec l'île Coraholmen (fig. 8-6).

3.2.1 - L'exemple du Glacier du Roi

On s'attendrait, vu l'abondance actuelle de la moraine latérale Sud du glacier du Roi, à en trouver des traces sur la rive méridionale du Kongsfjord, ancienne vallée glaciaire. Ces traces existent mais elles sont faibles : blocs erratiques cristallins dispersés à toutes les altitudes jusqu'à la Pointe de Kvadehuk, ainsi qu'un placage de moraine ancienne.

Quand le glacier du Roi s'écoulait par le Kongsfjord, sa moraine latérale devait être considérable car elle était enrichie par les complexes frontaux des glaciers affluents. Au fur et à mesure du recul, cette moraine était abandonnée sur le versant montagneux avec son ossature de glace morte (Vivian, 1965). Cette formation très argileuse, imprégnée d'eau par la fonte des neiges et de la glace morte, glissait en masse vers la mer où elle était lessivée, dispersée, déblayée (Montjuvent, 1966). Seule a subsisté, entre 50 et 60 m au pied du Mont Schetelig, une zone de moraines anciennes, vieilles d'au moins 5.000 ans : moraine de confluence du glacier du Roi et de ceux qui s'écoulaient par le Forlandsund et conservée à l'abri de l'érosion marine par la rapide surrection de la presqu'île de Kvadehuk (Monjuvent).

Cette moraine ancienne* est dépourvue d'éléments fins, soit parce qu'ils ont été entraînés par la fusion de la glace morte (Montjuvent), soit parce qu'ils ont été lessivés par la mer (Barbaroux, 1970).

En fait, il nous semble qu'une action de lessivage, qui peut expliquer l'absence de matrice dans la formation ancienne, est insuffisante pour rendre compte de l'absence quasi totale de blocs morainiques le long du Kongsfjord. Il faut envisager une action

---

* A noter que F. Joly (1970) ne la représente pas sur sa carte géomorphologique.

intense de la mer à la faveur d'une remontée temporaire du niveau. Ensuite, le relèvement isostatique mettra la bande littorale à l'abri. La moraine ancienne ne se conserve qu'en position élevée, non atteinte par la transgression.

On peut envisager la succession suivante :

- Un maximum glaciaire avec de très grands émissaires occupant les vallées qui deviendront des fjords.

- Un retrait glaciaire accompagné d'une remontée marine déblayant rapidement les formations morainiques. Seuls subsisteront quelques rares blocs.

- Un relèvement isostatique entraînant l'émersion de toute une bande littorale qui fut remaniée par la glace avant de l'être par la mer.

3.2.2 - L'exemple du Borebre (fig. 3-15) témoigne aussi de l'existence d'un ancien grand émissaire en recul, mais la chronologie se complique.

Le long de la rive orientale de Borebukta, une moraine s'allonge en cap sur plus de 6 kilomètres. C'est un témoin latéral qui subsiste de l'énorme complexe frontal du glacier Bore. Mais une moraine ne se dépose pas en pleine mer. C'est une invasion marine postérieure à son dépôt qui a créé les deux baies Borebukta et Oienbukta, séparées par ce long cap morainique. Le relèvement isostatique actuel se manifeste par la formation de plateformes étagées et le comblement progressif de la baie Oienbukta.

On retrouve le même schéma chronologique que celui du Glacier du Roi :

1) - un maximum glaciaire avec dépôts de la grande moraine

2) - un retrait glaciaire accompagné d'une invasion marine

3) - un relèvement isostatique.

La datation des épisodes glaciaires anciens reste hypothétique (voir chapitre XIV).

4 - CONCLUSION

La présence de glaciers dans la zone littorale détermine l'existence de deux grands types de littoraux, la côte de glace et la côte morainique ou fluvio-glaciaire dont les caractères et l'évolution seront étudiés avec les types de littoraux de zone froide.

Les glaciers à front marin peuvent être des glaciers alpins, pseudo-alpins ou de piémont, mais ils sont surtout des émissaires majeurs qui reçoivent des fonna une alimentation encore abondante. Avec leurs falaises de glace, ils représentent, en amont du fjord, ce qui reste de la langue principale d'un système qui fut beaucoup mieux développé à l'époque du maximum glaciaire.

Les glaciers à front continental sont le cas le plus normal en période de récession glaciaire et de soulèvement isostatique. Entrent dans cette catégorie presque tous les petits glaciers alpins, certains glaciers de piémont, mais peu de grands émissaires. Du fait de leur recul, les glaciers abandonnent ainsi au domaine littoral une zone où viennent interférer processus marins, glaciaires, fluvio-glaciaires et périglaciaires.

Lorsque les moraines frontales sont en contact avec la mer, on remarque tous les stades d'évolution des formes et de façonnement du matériel sous l'effet des processus marins. Ce sont généralement des formes atrophiées et éphémères, par suite du manque de cohésion du matériel et de l'absence d'apports morainiques nouveaux.

Les variations des fronts de glaciers s'inscrivent dans une tendance générale au retrait qui n'exclut pas des épisodes temporaires de progression. Le retrait ne se produit pas partout au même moment ni avec la même brutalité. Le recul, très rapide dans certains cas, médiocre ou nul dans d'autres, contrarié par des avancées provisoires, est fonction de conditions locales très variables.

Les variations glaciaires interfèrent avec celles du niveau de la mer et du continent. Elles seront évaluées et datées de façon plus précise dans ce contexte.

2ème PARTIE

PRESENTATION REGIONALE DES LITTORAUX ET DES STRANDFLATS

Nous rappellerons que cette étude n'est pas exhaustive et que seule la frange littorale a été étudiée en détail.

Les types de côtes actuelles seront donc décrites dans leurs régions respectives depuis les Iles du Nord-Ouest jusqu'au fond de l'Isfjord.

Les régions à strandflats ont été choisies dans des situations aussi variées que possible, de manière à cerner un plus grand nombre de facteurs entrant dans les processus d'élaboration.

Le terme de "strandflat" a été pris dans son sens le plus général pour désigner une zone basse à caractères littoraux, limitée de façon abrupte vers les montagnes de l'intérieur et prolongée par une zone prélittorale de faible profondeur. Sa nature et son origine seront discutées dans la cinquième partie de ce travail.

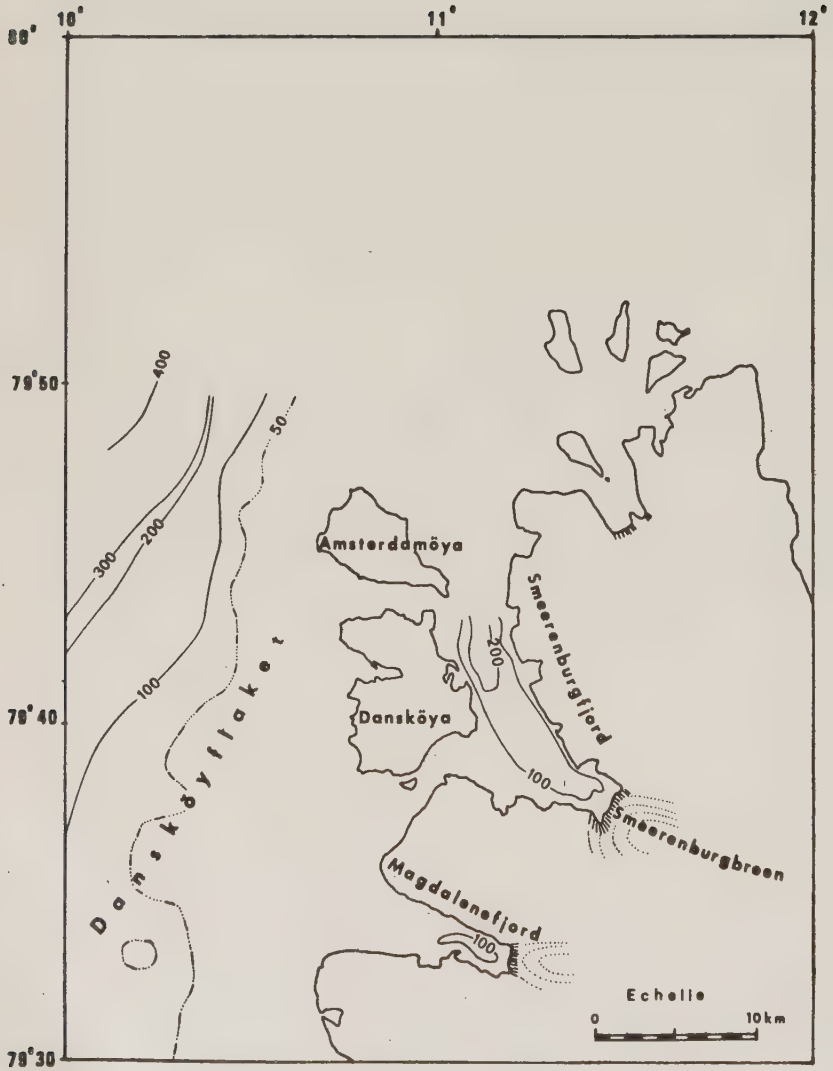


Fig.4.1 Dansköya et Amsterdamöya

Chapitre IV

LES ILES DU NORD-OUEST : DANSKÖYA ET AMSTERDAMÖYA

A cause de leur position septentrionale (proximité du parallèle 80º) et de leur nature granitique (les littoraux dans le granite étant par ailleurs assez rares au Spitsberg), les deux îles, Dansköya et Amsterdamöya*, ont été choisies à titre d'exemples (fig. 4-1).

1 - ASPECT GENERAL (fig. 4-2)**

1.1 - L'englacement est faible

Les rares glaciers (deux à Amsterdamöya, aucun à Dansköya), de superficie réduite, sont en retrait de quelques centaines de mètres par rapport à leurs moraines frontales. Cette situation contraste avec celle du Spitsberg Occidental aux glaciers nombreux et suffisamment alimentés pour se terminer par des fronts marins. La faiblesse de l'englacement s'explique par la médiocrité de l'altitude (510 m pour l'île d'Amsterdam, 342 m pour l'île des Danois).

1.2 - Les deux îles sont dissymétriques : élevées à l'W-N-W, basses à l'E-S-E.

1.2.1 - Les parties élevées des îles sont constituées de hauts plateaux. La monotonie des sommets de l'île d'Amsterdam et du Nord de Dansköya contraste cependant avec le relief de la partie méridionale sculpté selon un réseau géométrique de diaclases.

En bordure de la mer, le rebord du plateau est découpé par de profondes vallées, à fond plat et marécageux, présentant tous les

---

* Ile des Danois et île d'Amsterdam

** Planche hors-texte I : légende des croquis morphologiques, valable pour tous les croquis.

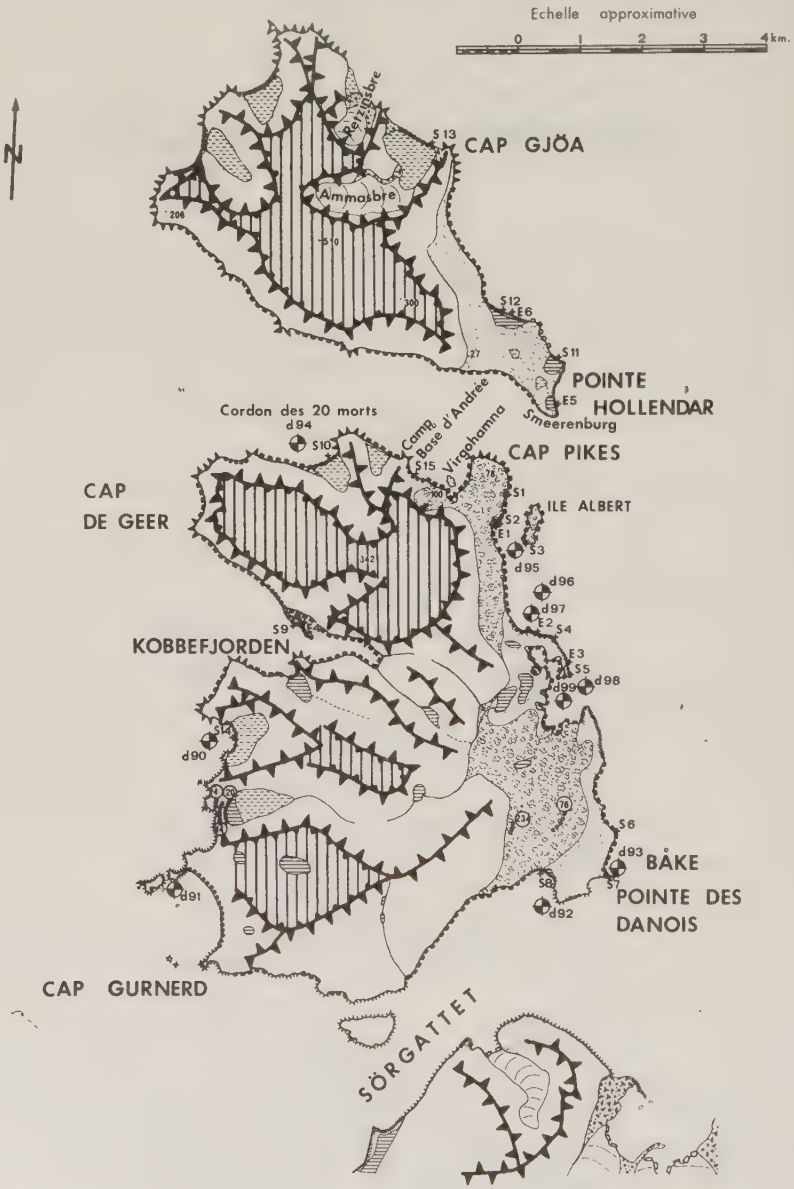


Fig 4.2. DANSKÖYA - AMSTERDAMÖYA

caractères d'anciennes vallées glaciaires. Le plateau se trouve parfois réduit aux dimensions d'une arête rocheuse lorsque deux vallées sont rapprochées.

1.2.2 - En contrebas des hauts plateaux s'étend une zone mamelonnée, au relief confus mais dont le contact avec les parties élevées est toujours brutal.

A l'île des Danois, cette zone est constituée de deux gradins l'un, au niveau supérieur, dépasse 200 m ; l'autre, descend d'une trentaine de mètres jusqu'au niveau de la mer.

A l'île d'Amsterdam, on passe brusquement du haut plateau (300 m) à une basse plateforme doucement inclinée depuis l'altitude 30 m jusqu'au niveau de la mer.

Les deux îles étant entièrement formées de granite associé à des roches de l'Hecla Hoek, l'origine de la dissymétrie ne peut pas être lithologique. Rien n'indique non plus qu'elle soit d'origine tectonique.

2 - LE STRANDFLAT EMERGE ET IMMERGE

Peut-on déceler des traces de façonnement marin qui apparenteraient alors cette zone basse à un strandflat ?

2.1 - La zone émergée

A Amsterdamöya, la plateforme est empâtée par une active solifluxion argileuse, et elle ne laisse apparaître aucune forme typiquement marine. Cependant, des galets bien émoussés, au façonnement marin, ressortent sur les rebords des cellules polygonales.

A Dansköya, les deux gradins sont bosselés, chaotiques, dépourvus d'aplanissements remarquables. Pourtant, quelques niveaux marins incontestables ont pu être repérés.

- à 76 m : une terrasse à galets bien roulés qui monte doucement vers l'intérieur et se termine par un cordon de galets à 122 m.

- vers 166 m : une plage à galets.

- à 234 m : sur le sommet très aplani d'une butte s'étend une plage à galets bien roulés et préservés de l'éclatement par le gel, sans doute à cause de la sécheresse relative de cette hauteur bien draînée (photo 7). Ce niveau est remarquable par son altitude exceptionnellement élevée, et par la perfection de l'émoussé.

Bien qu'elles atteignent des altitudes assez fortes et que leur aspect soit chaotique, il semble que ces plateformes marquées par l'empreinte marine puissent être appelées strandflats. NANSEN (1921), qui ne les avait vues que rapidement, n'avait pas hésité à les classer dans les strandflats.

La nature de la roche pourrait être responsable du modelé irrégulier et bosselé. Le granite est une roche peu favorable au développement de larges strandflats bien aplanis.

2.2 - La zone immergée

Dansköya et Amsterdamöya, comme les autres îles de l'archipel Svalbard, s'élèvent au dessus d'une plateforme sous-marine qui s'étend vers l'ouest jusqu'au bord du talus continental. Cette plateforme, appelée ici Dansköyflaket, a des profondeurs inférieures à 50 mètres jusqu'à 4 km au-delà de la côte d'Amsterdamöya et 10 km au-delà de celle de Dansköya*. Au contraire, les grandes profondeurs (plus de 200 m) du fjord Smeerenburg se rapprochent à une centaine de mètres de la côte orientale qui sert de rive gauche au fjord.

Pourtant, c'est sur cette face orientale que l'on observe le mieux les plateformes de très faible profondeur (moins de 10 m) qui peu-

---

* Tout autour du Spitsberg, NANSEN (1921, fig. 133) trace les contours d'un strandflat submergé, le long de l'isobathe - 30 m, ce qui a pour résultat de représenter les deux îles entourées d'une ceinture continue de largeur constante. Ce choix de 30 m paraît tout à fait arbitraire

vent être assimilées à des parties immergées de strandflat : à l'île d'Amsterdam, dans le prolongement de la pointe Hollendar et, à Dansköya, entre le Cap Pikes et la pointe des Danois.

Ces plateformes immergées sont en continuité topographique avec le strandflat émérgé. La pente est continue, sans accident notable, jusqu'au rebord brusque du versant du fjord : c'est une banquette de strandflat le long d'un fjord. Ses dimensions sont modestes : 300 m de large à la pointe Hollendar, à peine 1000 m à l'île des Danois.

La partie immergée du strandflat est également en continuité sédimentologique avec la partie émergée : là où le littoral est sableux (pointe Hollendar), la plateforme marine l'est aussi. Là où les blocs sont abondants à la côte, ils le sont également en mer. La présence, sur le strandflat sous-marin, de gros blocs analogues à ceux des coulées de solifluxion est liée au problème des fluctuations du niveau de la mer en-dessous de son niveau actuel.

3 - LE LITTORAL ACTUEL

On distingue les aspects suivants :

3.1 - La côte rocheuse

Aussi bien à Dansköya qu'à Amsterdamöya des arêtes montagneuses élevées (plus de 200 m) aboutissent à la mer sous forme de caps. Ce sont des fausses falaises évoluant sous l'effet de processus non marins et qui contrastent avec les falaises vives d'une hauteur très réduite (2 à 3 m) situées à leur base (fig. 4-3).

Dans la partie méridionale de l'île des Danois, les caps sont également rocheux mais de basse altitude et précédés par des écueils. La mer s'infiltre dans les nombreuses cassures, met en valeur les irrégularités de la côte en déblayant les nappes de solifluxion. Cette côte à écueils est une côte contraposée (cap Gurnerd).

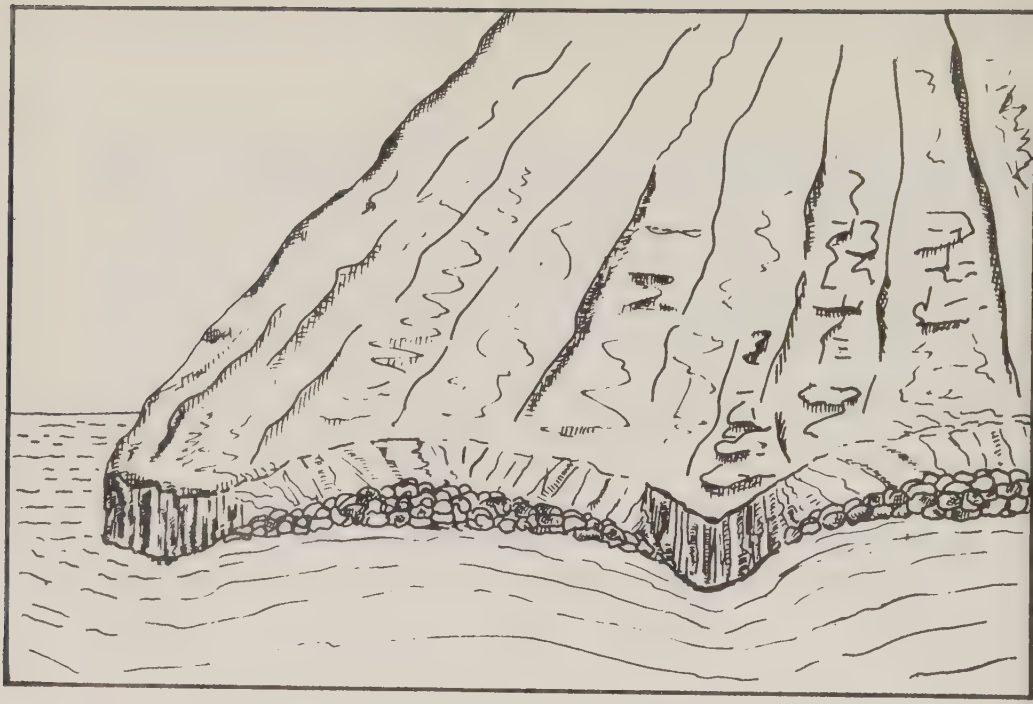


Fig. 4-3 - Fausses falaises et falaises vives.

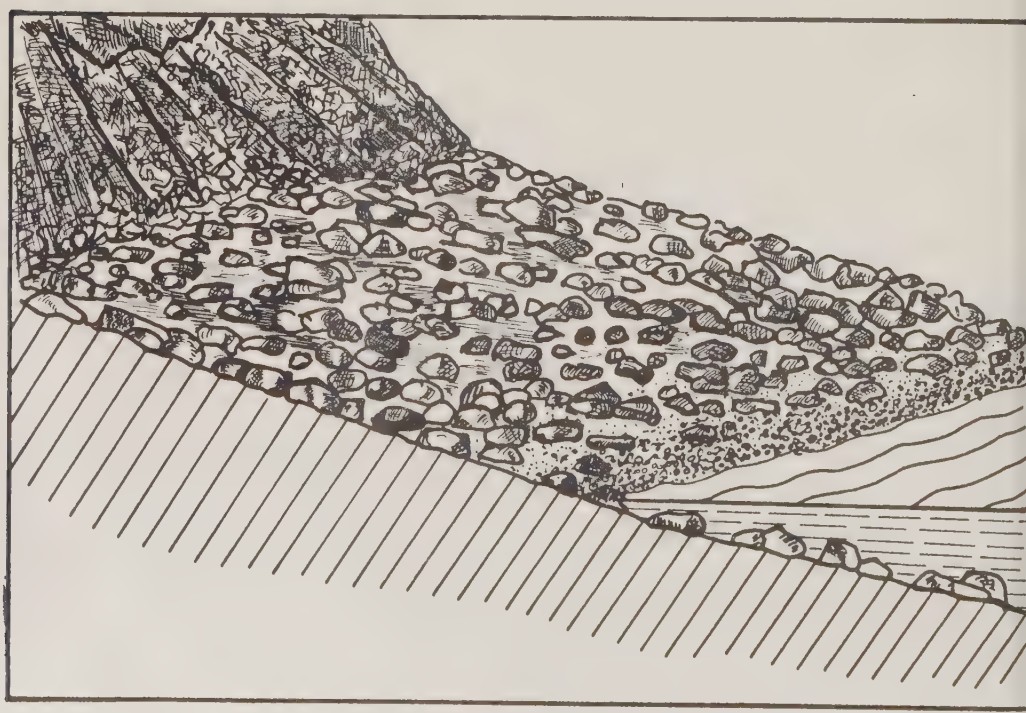


Fig. 4-4 - Le littoral dans les blocs.

3.2 - Un trait de côte parmi les blocs

C'est l'aspect le plus original et le plus fréquent (fig. 4-4). Des blocs de grande taille, dépassant le plus souvent un mètre de diamètre, tapissent les versants montagneux. Ils se disposent en éboulis en bas de pente et sont fixés comme en témoigne le tapis végétal qui les recouvre. La même disposition de blocs se retrouve sur la plateforme sous-marine. La mer ne peut les déplacer. Elle ne transporte que les éléments de la catégorie dimensionnelle des galets qu'elle dépose en un étroit cordon littoral. C'est pourquoi le trait de côte n'indique pas une démarcation nette entre un relief terrestre et sous-marin. Il apparaît plutôt comme une limite fluctuante dans le temps et pourrait se trouver plus bas ou plus haut, selon les positions du niveau de la mer, sans que l'aspect général du littoral en soit affecté.

3.3 - Les formes d'accumulation

3.3.1 - Les plages et flèches de sable

Elles n'ont guère d'ampleur. Elles ne prennent un certain développement que dans le Sud-Est des îles, c'est-à-dire dans les zones les plus basses. A la Pointe Hollendar, des cordons sableux barrent des lagunes ; à la Pointe des Danois, les plages en arc de cercle ont un aspect classique. On remarque quelques flèches à pointe libre de dimensions réduites. La plus importante et la plus complexe dans Kobbefjorden a été étudiée en détail.

3.3.2 - Les cordons de galets

Les cordons de galets barrent les zones marécageuses des anciennes vallées glaciaires. Les mesures d'émoussé ont abouti à des indices élevés, preuve d'un excellent façonnement marin (chap. X). Les très gros galets et les blocs, beaucoup plus abondants et plus représentatifs du

matériel des cordons que les petits éléments, auraient certainement fourni des indices encore plus remarquables. Une alimentation abondante est assurée par les moraines des anciens glaciers et la mise en place par de fortes houles d'Ouest et de Nord-Ouest. On peut déjà noter que l'émoussé des galets de granite, en zone périglaciaire est excellent.

3.4 - Les formes d'érosion

Bien que la Pointe Hollendar et la Pointe des Danois soient en voie d'accroissement par cordons successifs, la côte a reculé en maints endroits.

A la Pointe Hollendar, les fours à huile de baleine de l'ancien établissement de Smeerenburg (XVIIIe siècle) sont détruits. Des tombes sont éventrées sur la côte Nord de Danskøya. De ci, de là, des écueils sont dégagés des coulées de solifluxion.

4 - CONCLUSION

Un certain nombre de remarques générales se dégagent des observations régionales.

- L'émoussé des galets en région périglaciaire. On a constaté qu'il est excellent dans les granites.

- Le façonnement du strandflat. Il sera discuté ultérieurement sur un plan plus général, mais il ressort de ces premières observations, qu'en région granitique il est chaotique et de faible envergure.

- Les niveaux marins élevés. On a noté plusieurs plages anciennes, dont une à une altitude exceptionnelle : 234 m.

- De gros blocs sur la plateforme sous-marine. Ils ont été mis en place par des coulées de solifluxion, ce qui laisse supposer que le niveau de la mer a pu être inférieur au niveau actuel.

Chapitre V

L'ILE DU PRINCE CHARLES

Prins Karls Forland, "Avant-terre" du Prince Charles, est la plus occidentale des grandes îles de l'archipel Svalbard. Elle est si proche du Vestspitsbergen qu'elle a été représentée comme une presqu'île sur la première carte qui a illustré l'expédition hollandaise de 1596. Ce n'est qu'après 1613 qu'elle apparaît comme une île sur les cartes et qu'elle reçoit le nom de Prince Charles Foreland en l'honneur du Prince Charles, futur roi de Grande-Bretagne.

Malgré l'étroitesse du détroit qui la sépare du Spitsberg (en moyenne 16 km et 5,5 km au passage le plus resserré), l'île est assez mal connue. En effet, rares sont les bateaux qui peuvent emprunter le détroit du Forlandsund, à cause du passage rétréci entre Murraypynten et Sarstangen où la profondeur se réduit à 5 m. D'autre part, les côtes sont inhospitalières : battues par la houle sur la rive occidentale, elles sont formées de falaises, de fronts de glaciers ou de plaines marécageuses sur la bordure orientale.

Nos efforts se sont concentrés sur la zone Nord, parcourue à pied de façon détaillée et sur la zone Sud, longée en bateau avec de nombreux points d'arrêt pour lever des coupes vers l'intérieur. Il était évidemment hors de question de mener les recherches avec la même précision sur une aussi vaste étendue (87 km de long). La zone centrale et la plus grande partie de la côte Ouest n'ont pu être étudiées qu'à partir des photographies aériennes.

1 - PRESENTATION GENERALE

Si l'allure générale est simple, une longue échine montagneuse bordée par des plateformes couvertes de dépôts marins, l'his-

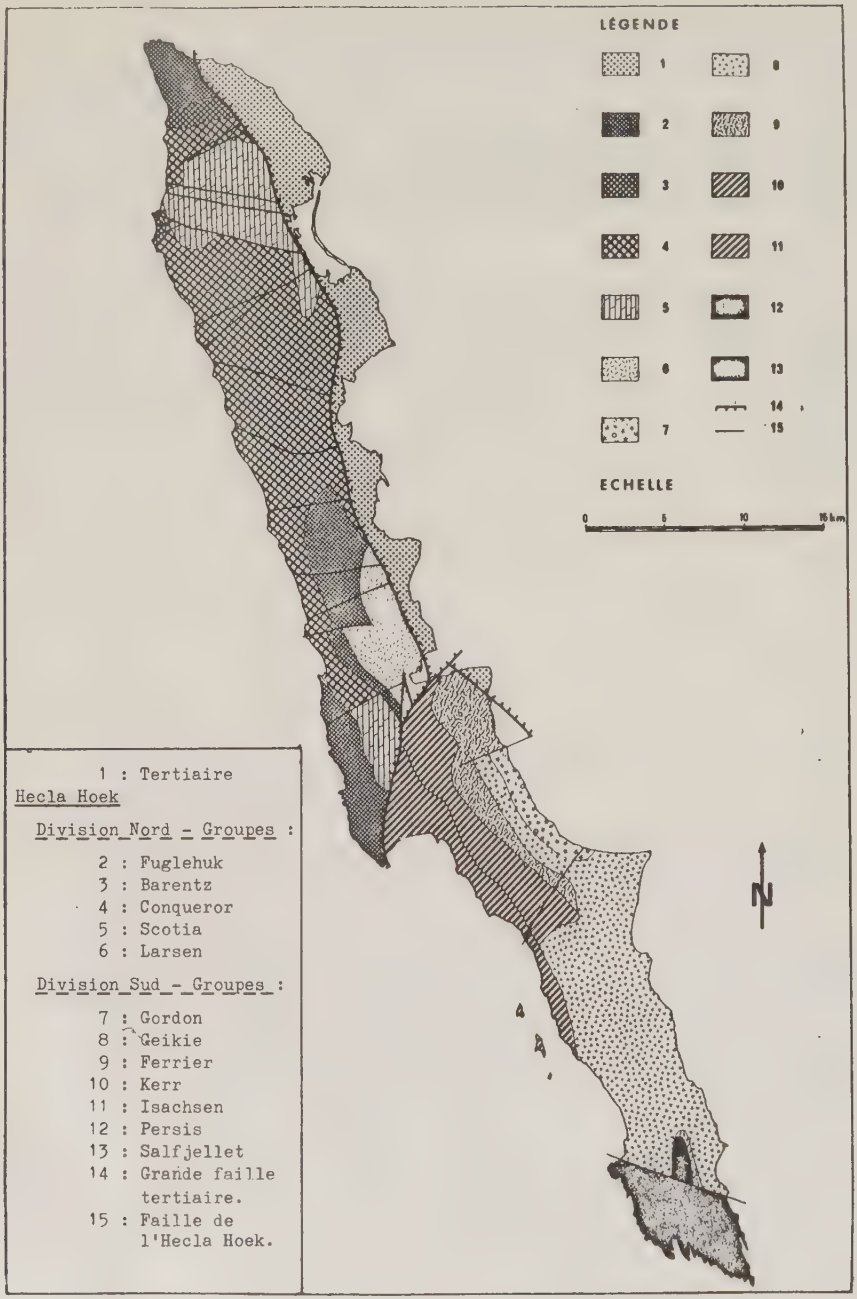


Fig. 5-1 - Croquis géologique.

toire géologique est très complexe.

1.1 - Aperçu rapide de l'histoire géologique (fig. 5-1)

1.1.1 - L'ensemble de l'Hecla Hoek

La plus grande partie de l'île appartient à l'ensemble de l'Hecla Hoek : série de quartzites, schistes, calcaires, conglomérats très anciens mis en place selon une tectonique très complexe de plis variés et de fractures.

Cependant, les séries de roches ont été regroupées (Atkinson, 1954) en une "Division Nord" et une "Division Sud", séparées par la grande faille de décrochement de Scotiadalen qui décale les structures de 3 kilomètres vers l'Est*. Ces distinctions géologiques ne présentent qu'un médiocre intérêt géomorphologique car, quel que soit le groupe, les mêmes roches se retrouvent. Ce qui importe davantage, c'est le type d'association et la prédominance de telle ou telle roche qui déterminent la morphologie.

1.1.2 - Le Tertiaire à l'Est

A l'Est de l'île (Centre et Nord), des roches tertiaires affleurent ou constituent le soubassement des plages soulevées. Une grande faille, limite occidentale du fossé d'effondrement du Forlandsund, les sépare des roches de l'Hecla Hoek. Les dépôts sont très variés et consistent en une rapide alternance de lits épais de quelques centimètres seulement : conglomérats, grès, schistes noirs(Craig, 1916). Cette lithologie très variable suggère une extrême instabilité durant la mise en place et des variations spora-

---

*Atkinson, 1954 : la division Nord est formée des groupes : Fuglehuk, Barentz, Conqueror, Scotia, Larsen ; la division Sud, des groupes : Gordon, Geikie, Ferrier, Kerr, Isachsen, Persis, Salfjellet.

diques dans la puissance de l'agent de transport (Atkinson, 1954). Pendant le dépôt, la distance par rapport à la ligne du rivage et les profondeurs se modifiaient, et avec elles la granulométrie du sédiment déposé. Dans les conglomérats on retrouve des éléments des roches de l'Hecla Hoek voisin, caractérisés par une absence d'émoussé et de triage qui indique une très courte distance de transport. Parfois, les conglomérats comportent des galets bien roulés, mais ils sont toujours très petits (diamètre 3 à 6 cm) et ne sauraient être confondus avec les gros galets identifiés sur les plages anciennes. On peut estimer que les roches tertiaires ne se sont jamais étendues bien loin au-delà de leurs limites actuelles et que le graben du Forlandsund avait commencé à se développer préalablement en tant que flexure. On remarque en effet que les lits des roches sont affectés d'un gauchissement avec un pendage de 30º à 50º vers l'Est, vers le centre du fossé tectonique. C'est donc un fossé qui s'est approfondi peu à peu, nourri par les débris arrachés sur ses rives. Le côté Ouest du graben affleure dans l'Ile du Prince Charles, l'axe est sous les eaux du Forlandsund et la bordure orientale atteint Vestspitsbergen (Sarsöyra et Kaffiöyra).

1.1.3 - Les effets de la tectonique tertiaire

Si la mise en place des roches tertiaires a démarré le long d'une simple flexure, l'épisode final a été assez violent pour transformer cette dernière en grande faille et pour provoquer des fractures dans les roches de l'Hecla Hoek. Un grand nombre de cassures d'ampleur très variée se sont créées ou ont rejoué à cette époque.

Il est possible que les mouvements calédoniens aient affecté l'Hecla Hoek mais Atkinson estime que la plus grande partie des accidents est d'âge tertiaire. La mise en place du fossé d'effondrement tertiaire a entraîné un grand nombre de plis et de flexures. Il est évident que c'est souvent selon d'anciennes lignes de faiblesse de l'Hecla Hoek que les blocs ont joué.

La grande faille tertiaire n'est pas toujours décelable dans la topographie ; sur la moitié de son parcours, elle passe sous les glaciers. Dans la zone Nord, elle semble jalonner un accident majeur de la topographie en séparant la montagne (Barentsfjellet, Balfourfjellet) de la plateforme (Aberdeenflya). Mais la coïncidence n'est pas parfaite. En effet, la plateforme a des prolongements au-delà de la ligne de faille. Le seul endroit où la ligne de faille coïncide avec l'accident topographique se situe le long de la rive occidentale de Richard Laguna parce que l'abrupt, très net, a dû fonctionner récemment comme falaise marine.

La grande faille est unique et verticale au Nord. Vers le Sud elle passe sous les glaciers et, quand elle réapparaît à Buchananryggen, elle est détriplée ; une bande de l'Hecla Hoek se trouve isolée en horst étroit dans la zone tertiaire. Les trois failles sont toujours verticales. En continuant vers le Sud, le système se complique : on compte six failles principales au Nord de la Baie Selvågen ; deux sont inclinées à 60º vers l'Est, les autres sont verticales. Là encore, un lambeau de roches de l'Hecla Hoek est emprisonné dans les roches tertiaires. Enfin, au Sud de Selvågen, une seule faille est visible mais le système persiste probablement, les autres failles se trouvant camouflées par les dépôts de plages anciennes ou sous la mer. Le fossé tectonique est donc limité par une association complexe de failles en faisceau autour d'une rupture principale.

1.2 - Simplicité des grands traits morphologiques (planche hors-texte III).

Du Nord au Sud s'allonge une échine montagneuse bordée de plateformes couvertes de dépôts marins.

1.2.1 - La dorsale montagneuse

Elle constitue une ossature continue dans toute la zone septentrionale. L'allure est alpine avec des crêtes aigües et des

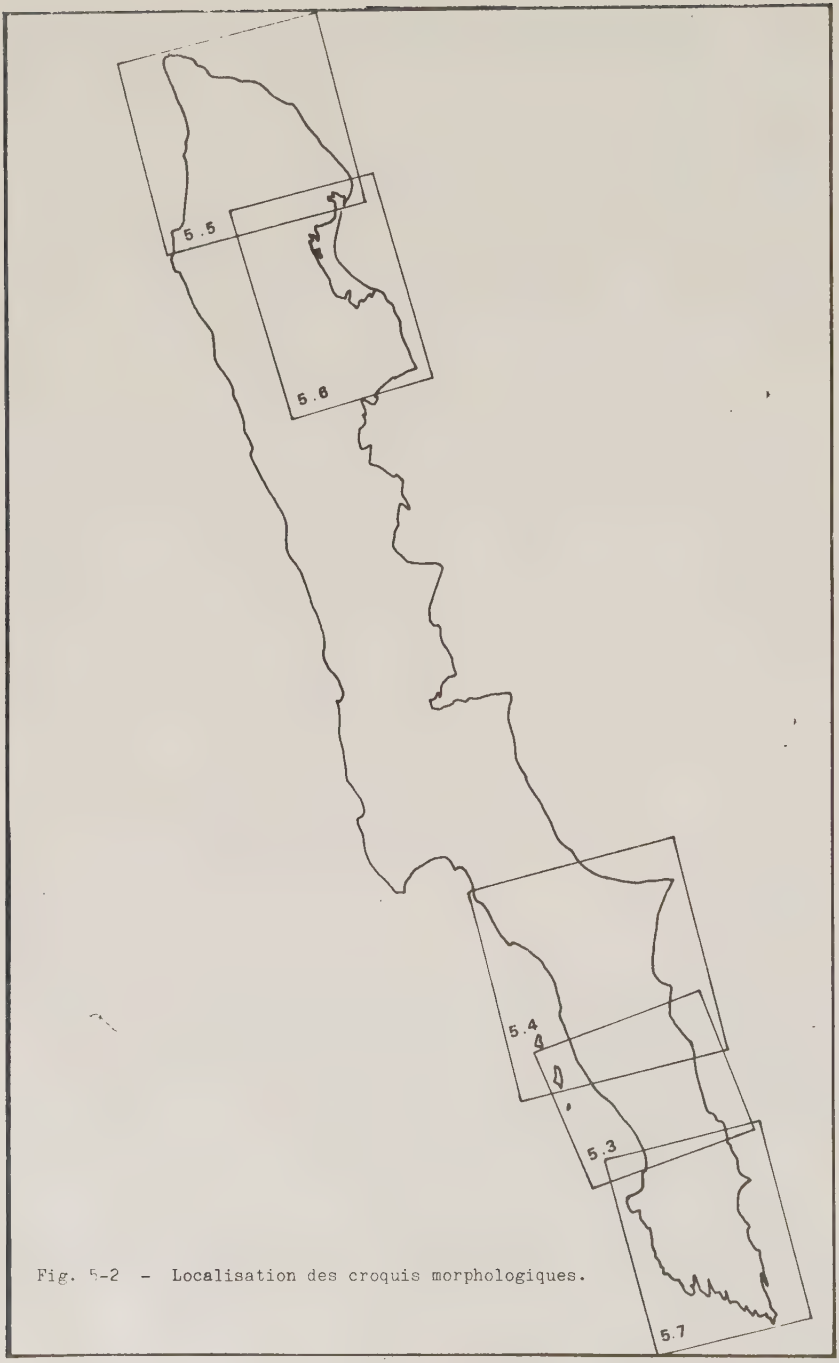


Fig. 5-2 - Localisation des croquis morphologiques.

sommets déchiquetés (1.084 m à Monacofjellet, 1.015 m à Phippsfjellet, 1.031 m à Jessiefjellet...). Un accident dans la structure vient interrompre la continuité de la chaîne centrale au niveau de la baie Selvågen qui est d'ailleurs la principale indentation de la côte. Deux grandes vallées opposées, Scotiadalen et Haukedalen, ont été guidées par la ligne de faille. Au col qui les sépare l'altitude n'est que de 72 m. Au Sud de cet accident et jusqu'à Methuenfjellet, les montagnes peuvent être rattachées à la zone centrale car leur allure est identique même si les altitudes sont atténuées (Methuenfjellet 525 m, Hardiefjellet 727 m).

Les quartzites du groupe Conqueror de l'Hecla Hoek sont responsables de la vigueur du relief. Les roches de ce groupe occupent de larges espaces ; ce sont d'épaisses couches de quartzites qui alternent avec des ardoises. Mais on trouve aussi le groupe Scotia, surtout dans les parages du Mont Scotia. Les schistes et les calcaires noirs alternent et se désagrègent facilement en alimentant de grands éboulis. Au Sud de la faille de Scotiadalen, les dalles de calcaire et de schiste s'inclinent à partir de la crête sommitale et sont parfois si massives que de vastes portions de versants peuvent être sculptées dans un seul banc. Le relief est alors directement structural.

Un autre caractère commun à toute cette zone est la dissymétrie dans la répartition des appareils glaciaires. Vers l'Ouest, ne s'écoulent que des langues glaciaires très réduites, alors que celles qui se dirigent vers l'Est, bien alimentées et n'ayant qu'un court chemin à parcourir avant la mer, entre en coalescence jusqu'à recouvrir presque tout le relief (photo 8). C'est la seule zone de l'île où les glaciers sont abondants. Ailleurs, ils sont soit inexistants (dans le Sud), soit réduits à des cirques (dans le Nord).

Au Nord d'une zone au relief assez confus où les quartzites cessent d'être prédominants et sont associés à des roches plus friables - schistes et conglomérats dans le groupe Barents, calcaires et schistes dans le groupe Scotia - le relief reprend une vigueur étonnante à la pointe Nord. Les roches de l'Hecla Hoek (groupe

Fuglehuk) dominent la zone côtière en une muraille haute de près de 600 m, dont la hardiesse s'explique par la massivité et la dureté des bancs de quartzite qui représentent l'essentiel du groupe (76 % de quartzite pour 19 % de schiste et 5 % de conglomérat selon Atkinson, 1954).

Un rappel montagneux existe aussi à l'extrême Sud. Un ensemble de petites montagnes (Persis Kammen 334 m, Salfjellet 430 m) complètement isolé de la chaîne centrale par la grande plaine très basse de Forlandsletta, apparaît comme une île quand on voit le paysage de la mer. Le Persis Kammen, formé de bancs de calcaires, de phyllites, de quartzites, de schistes, tous très attaqués par le gel, est enfoui sous les éboulis. Une faille accompagnée de roches broyées le sépare du Salfjellet, longue ride rocheuse où les affleurements de calcaire forment des crêtes qui alternent avec les ravins creusés dans les schistes friables. Des éboulis frangent le pied de la montagne.

1.2.2 - Les plateformes bordières

Mis à part le versant oriental de la zone centrale où les glaciers et les moraines atteignent la mer, l'île du Prince Charles est entièrement bordée de plateformes. Elles contrastent avec les crêtes aigües de l'intérieur et elles ont conservé des traces de modelé littoral sous la forme de cordons de galets.

Les plateformes sont des surfaces rocheuses qui tranchent aussi bien les strates verticales de l'Hecla Hoek que le Tertiaire. Cependant, elles sont mieux développées le long de la côte Est que de la côte Ouest (tout au moins au Nord de l'île), et on peut supposer que les roches tertiaires ont offert moins de résistance à l'érosion, quel que soit l'agent de façonnement.

Une étroite plaine occidentale s'étire au pied de la montagne, de l'extrémité Nord jusqu'à l'indentation de Haukebukta. Sa largeur reste pratiquement constante : 1 à 2 km. Le contact avec la montagne est très net. La côte est bien régularisée par de longues

Fig. 5.3. FORLANDSLETTA (Sud)

flèches qui barrent des lagunes. De nombreux torrents descendent de la montagne et ont contribué à faire de cette plateforme une plaine d'épandage torrentiel remaniée, semble-t-il, par l'action marine et portée jusqu'à 25 m d'altitude par isostasie.

Forlandsletta (fig. 5-3 et fig. 5-4) est une grande plaine (plus de 15 km de long, 4,5 à 9 km de large), très plate, parsemée de lacs et couverte de dépôts de plage d'où émergent seulement quelques affleurements de roche en place en forme de récifs très attaqués par le gel. Les roches du soubassement appartiennent au groupe Geikie (Atkinson, 1954), alternance monotone de schistes et de calcaires. Les calcaires affleurent en longues barres perçant les dépôts de plage.

On constate que la ligne de partage des eaux est déportée vers l'Est de la plaine. C'est ainsi que le point le plus élevé (17 m) est à 2 km de la côte orientale et à 4,6 km de la côte occidentale. Bien que le réseau hydrographique soit confus dans le détail, certaines lignes générales se dégagent : les cours d'eau les plus longs, à tracé coudé, coulent vers l'Ouest. Ils sont guidés par un réseau de failles dont les plus importantes ont une orientation NNW-SSE. La photographie aérienne verticale met en évidence ce réseau de cassures qu'Atkinson n'a pas cartographié car il est très difficile à repérer sur le terrain.

A l'Ouest, un compartiment plus bas que le reste de Forlandsletta, correspond à une bande du groupe Kerr (ardoises et argiles). Il est bordé par une falaise morte dont le tracé suit l'abrupt de faille qui limite l'affleurement. Cette falaise morte représente un trait majeur du relief. Cette zone très basse est un platier rocheux, tout juste émergé. Mais, la régularisation se fait très rapidement et les golfes étroits et allongés calqués sur les cassures sont barrés par des cordons littoraux qui s'appuient sur les écueils nombreux sur cette côte.

A l'Est et au Nord-Est, de longues rides de plages soulevées s'étirent parallèlement au cordon soulevé sommital (17-20 m)

Fig. 5.4. FORLANDSLETTA (Nord)

qui représente le trait majeur de la morphologie. Elles donnent naissance à des étangs de barrage. Le grand cap triangulaire de Poolepynten a été construit par étapes comme le prouvent les flèches triangulaires successives. Nous n'avons pas pu mesurer les niveaux de plages. Peach (1916) signale un niveau de galets à 8 m, un autre à 20 m sur lequel il n'a pas trouvé les coquilles - Mya truncata, Saxicava arctica et Astarte arctica - habituelles à ce niveau, puis celui de 80 m au pied de la montagne qui se présente sous la forme d'une terrasse rocheuse parsemée de galets et de blocs.

Les autres ensembles, qui font l'objet de l'étude régionale ci-après, complètent la ceinture de plateformes de l'île. Citons pour mémoire, à l'extrémité Nord, la plateforme à écueils de Fuglehuken, les plateformes à plages et cordons d'Aberdeenflya et Heemskercknes au Nord-Est, la surface rocheuse de Furhmeisterstranda à l'Est et, enfin, au Sud de l'île, la plateforme d'Austflya sur le versant oriental et de Salfjellstranda sur le versant occidental.

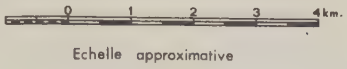
2 - PLATEFORMES MARINES ET PLAGES ANCIENNES

2.1 - La plateforme rocheuse à écueils de Fuglehuken (fig. 5-5)

2.1.1 - A l'Ouest, un platier rocheux étroit

Le flanc occidental du Fuglehukfjellet (570 m) est très proche de la côte. Cependant, entre la montagne et la mer s'intercale toujours une plateforme. Malgré son étroitesse (une centaine de mètres), elle ne constitue pas une unité simple.

Elle est essentiellement formée d'un platier rocheux soulevé à 5 - 6 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Il est recouvert de tourbe et de mousse : les oiseaux qui nichent par milliers sur les flancs de la montagne contribuent à la croissance d'une



Echelle approximative

Fig. 5.5. FUGLEHUKEN - ABERDEENFLYA - HEEMSKERCKNESET

végétation verdoyante. Les écueils fossiles qui l'accidentent correspondent aux affleurements des quartzites résistants du groupe Fuglehuk.

En contrebas du platier soulevé s'étend un second platier subactuel au niveau des plus hautes mers. Il est taillé dans les dalles de quartzites et est en voie d'émersion avec ses mares, ses écueils, ses anfranctuosités innombrables où s'accumulent de petits galets bien émoussés.

Un dernier étage se présente sous l'aspect d'une plateforme littorale et sous-marine.

Il semble bien qu'on ait là les étapes de l'émersion progressive de terrasses rocheuses.

Vers le Sud, quand la bande littorale s'élargit au débouché du col qui sépare Fuglehukfjellet de Barentsfjellet, les dépôts de plage deviennent plus abondants. On distingue deux cordons littoraux, l'un à 10 m, l'autre à 17 m.

2.1.2 - Au Nord, une plateforme à écueils et cordons de galets

A la pointe Fuglehuken, la plateforme s'élargit (500 - 600 m) et devient une véritable plateforme à écueils. Les écueils fossiles en sont le trait dominant ; les grès-quartzites qui les constituent se débitent en plaques et en lamelles sous l'action du froid. Mais autrefois, lorsqu'ils étaient en position littorale, ils ont servi de points d'ancrage aux accumulations : les plages soulevées les contournent et les moulent. On comprend bien cette topographie en observant la côte actuelle qui en est la réplique : petites pointes rocheuses (3 - 4 m de haut), anciens îlots reliés par des cordons de galets, emprisonnant parfois un loc'h.

On peut penser que l'étroitesse générale de la plateforme est en rapport avec la dureté des quartzites du groupe Fuglehuk. Cependant, cette plateforme, rétrécie à l'Ouest, s'élargit au Nord, puis de plus en plus à l'Est, alors que la nature des roches reste constante. Elle est donc paradoxalement plus étroite sur la côte

la plus exposée aux vagues, ce qui laisse à penser que l'action marine n'est pas le seul facteur intervenant dans la formation du strandflat.

2.2 - Aberdeenflya : les ensembles à galets (fig. 5-5)

2.2.1 - Le cordon de galets de 15 - 18 m.

Sur une distance de 10 km, un cordon de galets, dont la crête atteint une altitude de 15 - 18 m, forme l'ossature du paysage (photo nº 9). Il se rapproche de la côte à ses extrémités (au Sud il atteint même le littoral actuel), mais, généralement, il en est séparé par une basse plateforme (9 m). Son altitude n'est pas constante : maximale (18 m) au Nord de la Grande Lagune, elle diminue jusqu'à 12 m vers l'extrémité septentrionale ; elle diminue aussi vers le Sud (13 m au niveau de la Grande Lagune) pour reprendre de l'ampleur (19 m) à la terminaison méridionale, d'ailleurs assez complexe. Là, le cordon rejoint obliquement la falaise vive, taillée, sur une épaisseur de 19 m, dans du matériel de plage et dont il forme la partie supérieure (2 m de galets rougeâtres). Nous avons trouvé des coquilles dans la plage ancienne, mais jamais dans le cordon qui la surmonte. C'est la "Saxicava Beach" de Peach (1916) qui y a recueilli : Mya truncata, Saxicava arctica, Astarte arctica, mollusques qu'il n'a pas trouvés dans d'autres plages soulevées, ni sur les plages actuelles.

Ce cordon ancien est un trait de relief d'une netteté extraordinaire. Il est le plus continu et le mieux conservé que nous ayons vu au Spitsberg. Il doit son caractère de trait dominant du relief au fait que le contact avec la basse plateforme située en avant est brutal. La dénivellation peut atteindre 7 m. Comme les cordons actuels, il a un profil dissymétrique : un front abrupt vers la mer et un revers adouci. Il retient des étangs qui ressemblent à des loc'h. Avec ses gradins analogues aux gradins de marée, et ses galets magnifiquement roulés, on a l'impression de se trouver

devant une forme actuellement fonctionnelle.

Et pourtant, il est séparé de la mer par une plateforme de 1 à 2 km de large. Enfouie sous un épais manteau végétal, la structure n'apparaît qu'à la faveur de coupes mises à jour par les petits ravins creusés par les rivières. On y remarque un soubassement rocheux, aplani et surmonté de matériel marin. Ce sont les caractères d'une plateforme d'abrasion marine à placage de sables et de galets.

2.2.2 - La plateforme rocheuse intérieure

A l'Ouest et au Sud-Ouest du cordon de 15 - 18 m, une plateforme descend régulièrement du pied de la montagne (50 m environ) à la fois vers la mer et vers la lagune Richard.

Les nappes de cailloutis gélifractés qui la recouvrent sont modelées en sols polygonaux aux alentours des lagunes, c'est-à-dire dans les zones les plus humides. Chaque fois que la plateforme se déprime légèrement, des zones humides, plus ou moins lagunaires, s'installent avec le cortège des phénomènes dus au gel : polygones, sols striés, coulées de solifluxion, rivières de pierres qui indiquent que la roche du soubassement est toujours proche de la surface, bien qu'elle soit masquée par les mousses et les lichens.

L'efficacité du gel n'a pas complètement effacé les traces de l'ancienne présence marine. Un cordon de galets (20 m au Nord, 26 m au Sud) se retrouve de façon à peu près continue, doublant vers l'intérieur le cordon de 15 - 18 m, mais moins beau et moins redressé que celui-ci. On a noté des lambeaux de cordons plus élevés (34 m) et, vers la lagune Richard, d'autres plus bas (10 m).

Il semble que le système mis en place vers la lagune Richard ait fonctionné indépendamment de celui qui suit l'orientation du littoral. Mais les formes sont difficiles à observer car des nappes de solifluxion ont tout empâté sur leur passage.

Des écueils alignés se dressent sur le bord interne de

la plateforme à 50 m d'altitude. Leur origine marine est prouvée par les accumulations de galets en queues de comètes orientées d'Est en Ouest. Peach a d'ailleurs remarqué une ligne de rivage à 50 m, formée de galets ; il n'y a pas trouvé de coquilles.

Cette plateforme intérieure est une plateforme d'érosion marine (uniformité des altitudes, substratum toujours proche) portant des accumulations littorales (cordons de galets).

2.2.3 - Heemskerckneset ; un ensemble de sables et de galets (fig. 5-5).

A partir de l'extrémité méridionale du cordon de 15-18 m jusqu'au Cap Heemskerckneset le paysage se modifie : sables et graviers se mélangent aux galets pour former un épais manteau de surface. C'est une immense plage soulevée, inclinée vers le Sud, aux formes de détail assez complexes : écueils rocheux, cordons de galets, dépressions comblées par des sables, dunes anciennes.

Le paysage de dunes perchées (10 m) paraît exceptionnel au Spitsberg (photo nº 10). Sur tout le territoire inventorié nous n'avons pas trouvé d'autre exemple.

Le mélange abondant des sables et des galets sur les parties les plus élevées des cordons est remanié sous l'effet du vent. L'action éolienne consiste à dégager le sable pour l'accumuler dans les dépressions où il est fixé par la végétation. Ainsi se forment les dunes et l'on obtient, dans divers secteurs, une véritable inversion du relief : les accumulations sableuses dépassent en altitude les zones à galets soumises aux effets de la déflation.

Les galets peuvent être disposés en rides qui n'ont pas la vigueur des cordons précédemment décrits. Il a été compté jusqu à 12 ou 13 rides successives, très aplaties, en forme d'arcs de cercle Les faibles dénivellations qui les séparent font que l'ensemble présente une allure de plage en pente douce vers le Sud Est. Les galets, très bien émoussés, sont rarement gélivés, sans doute parce que le terrain, bien égoutté, est sec. Ils donnent une telle impression de fraîcheur qu'on à peine à croire qu'il s'agit d'une formation ancienne.

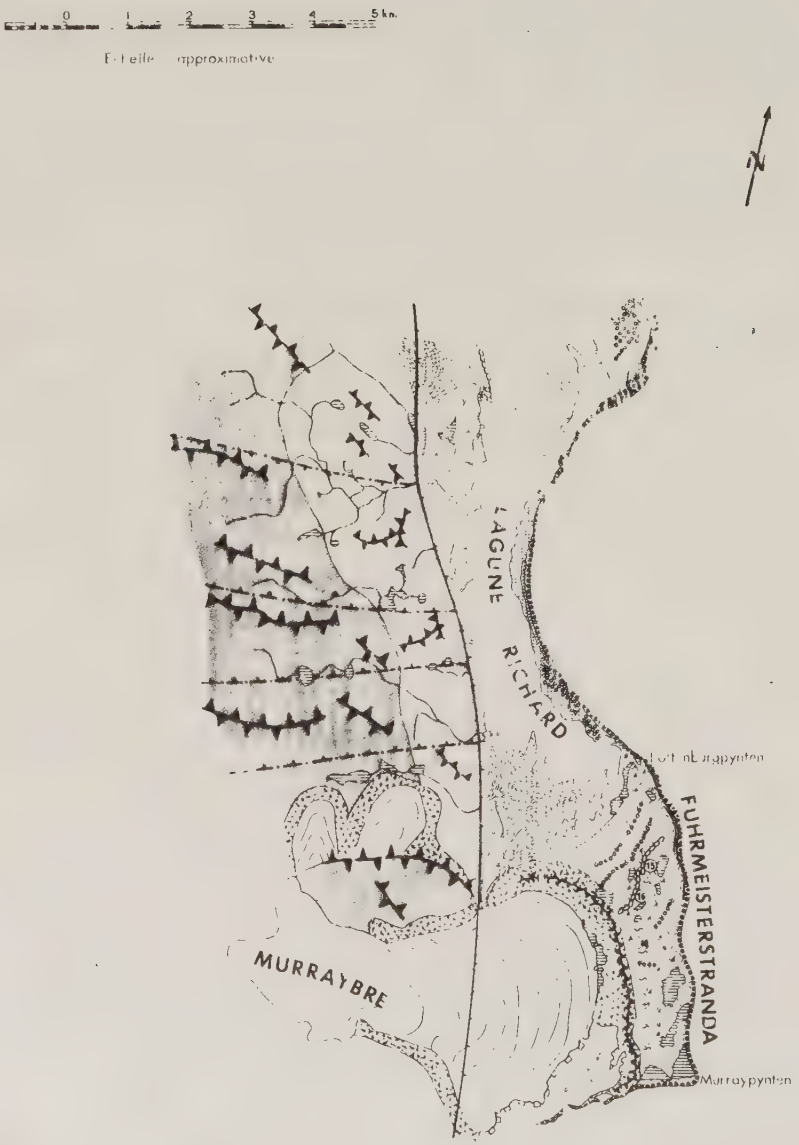


Fig. 5.6. LAGUNE RICHARD et FUHRMEISTERSTRANDA

Les cordons se terminent obliquement à la côte où ils sont attaqués par la mer qui les taille en falaise. Ils ne représentent que la partie supérieure de dépôts de plage ancienne. Ces falaises, très élevées (15-17 m) vers le Nord et de plus en plus basses vers le Sud, témoignent d'un cas assez exceptionnel de dépôts marins très épais. Dans les autres zones étudiées, les dépôts ne représentent qu'une mince couverture sur une plateforme rocheuse d'érosion.

2.3 - Fuhrmeisterstranda : une plateforme rocheuse d'érosion littorale (fig. 5-6).

Le glacier Murray, qui se termine à 1 ou 2 km de la mer, en est séparé par la plus belle plateforme d'érosion marine que nous ayons observée.

Le glacier descend en rampe adoucie vers une dépression terminale qui était inondée à la date de l'observation (29 juillet). La crête de la moraine frontale domine aussi bien la dépression terminale que la zone marécageuse qui frange son rebord externe. Puis, jusqu'à la mer, s'étend une grande plateforme caillouteuse divisée en deux parties : l'une descend doucement vers la lagune Richard, l'autre vers le Sud-Est (Murraypynten).

La plateforme est recouverte, par plaques, d'une végétation de mousse tandis que la roche très gélivée affleure un peu partout. Quelques barres rocheuses calcaires accidentent la surface et sont à demi ensevelies sous les amas de pierrailles éclatées. C'est un véritable désert de pierres qui s'étend à perte de vue. Mais les effets du gel sont encore plus remarquables au niveau des dépressions à lagunes. Là, se développent de superbes sols polygonaux.

La démarcation entre les deux plans inclinés est faite par un cordon à galets de 15 à 16 m d'altitude. Il s'étend de la moraine à la côte suivant une direction qui ne correspond absolument pas à celle du littoral actuel. Elle serait plus conforme à celle de la rive méridionale de la lagune Richard dont le cordon a pu repré-

Fig. 5.7. SALFJELLSLETTA et AUSTFLYA

senter la limite avant que le soulèvement isostatique ne provoque l'émersion de cette plateforme. Les galets sont très bien émoussés, rarement gélivés. Les formes ont conservé une grande fraîcheur, avec des gradins et des loc'h de barrage. Ce cordon semble l'équivalent du cordon 15-18 m d'Aberdeenflya et nous sommes amenée à refaire la constatation déjà énoncée à propos des cordons de cette région : les effets du gel sont insignifiants sur les galets de ces cordons anciens.

2.4 - L'extrémité méridionale* (fig. 5-7)

Isolée par la basse plaine de Forlandsletta, l'extrémité méridionale de l'île du Prince Charles se présente à la façon d'une île montagneuse bordée de basses plateformes.

La crête sommitale (430 m), orientée du Nord-Ouest au Sud-Est, est prolongée jusqu'à l'extrême pointe méridionale par une arête de schistes dressés, déchiquetés, d'altitude très inférieure (45 m, 22 m), mais suffisante toutefois pour séparer une plateforme orientale (Austflya) d'une autre, Salfjellsletta, qui s'étend au Sud et à l'Ouest.

2.4.1 - La plateforme rocheuse de Salfjellsletta, que prolonge vers le Nord-Ouest Vestflya, est une surface taillée dans les schistes et micaschistes, présentant quelques affleurements de bancs calcaires. La côte est découpée en d'innombrables golfes étroits et allongés sous l'effet de la lithologie et des cassures. Celles-ci constituent un réseau où dominent deux directions majeures : l'une NNE-SSW et l'autre WNW-ESE, c'est-à-dire perpendiculaires. Le tracé coudé des cours d'eau est guidé par les failles.

Déchiquetée dans le détail, cette plateforme est dans l'en-

---

* L'étude sur le terrain n'a porté que sur l'extrême Sud et la zone orientale.

semble bien aplanie. C'est un "glacis" rocheux qui descend du pied de la montagne et de l'arête méridionale vers la mer. Vestflya se termine au Nord par un léger abrupt qui domine Forlandsletta et qui correspond au tracé d'une grande faille qui traverse l'île, de Whitsonbukta à Sandbukta.

Nansen (1921) estime l'altitude du strandflat au pied de la montagne à 20-30 m, en accord avec Hoel (25-30 m) et considère que la hauteur (46 m) attribuée par Peach à la limite interne du strandflat est trop élevée. Nous n'avons fait aucune mesure.

2.4.2 - La plateforme à dépôts marins d'Austflya n'est pas une surface rocheuse nue comme la précédente. Le "glacis" est ici recouvert de dépôts de plages et les cassures sont moins apparentes. Ce sont elles pourtant qui sont responsables du golfe de Kinghamma. La plateforme aboutit à la mer par une falaise vive (hauteur 5 à 8 m) ; le substratum rocheux est arasé en surface et surmonté d'une plage à Mytilus edulis en association avec quelques Mya. La falaise disparaît au Nord, au niveau de la grande plage de sable (Sandbukta) pour réapparaître ensuite à chaque cap séparant les baies sableuses.

Plusieurs dépôts de plages anciennes ont pu être mesurés ; par exemple des galets dans des cuvettes bordées d'écueils fossiles à 22 m et à 45 m ; un petit cordon de galets marins à 36 m. A 48 m (au NE de Persiskammen), une terrasse marine où les galets se mêlent à la solifluxion, est bloquée en aval par une ligne d'écueils. Au pied de cette terrasse, depuis l'altitude de 20 m jusqu'à la mer, descend une surface couverte de galets disposés en gradins aplatis. Les témoins marins sont donc incontestables sur la plateforme d'Austflya, même si leur modelé n'est ni très vigoureux, ni très caractéristique.

On a l'impression, dans toute cette zone méridionale de l'île du Prince Charles, d'une évolution assez simple. La montagne était une île qui s'est progressivement soulevée, faisant apparaî-

tre sa ceinture de plateformes*. Celle de l'Ouest, la plus exposée, est une surface d'érosion rocheuse ; celle de l'Est, en position d'abri, est couverte de dépôts. Dans le même temps, le soulèvement de la plaine de Forlandsletta a rompu l'insularité.

3 - LES PRINCIPALES FORMES LITTORALES ACTUELLES

Comme pour les îles du Nord-Ouest, il ne sera pas fait de description détaillée du rivage. Seuls seront retenus les aspects les plus caractéristiques ou les plus originaux. C'est ainsi que nous ne reviendrons pas sur les plages de sables et de graviers du Sud-Est de l'île, aux formes classiques, ni sur les côtes rocheuses à écueils, du Sud et du Nord, qui sont la réplique des formes anciennes et qui ont été envisagées dans ce contexte.

3.1 - La côte à lagunes et à grands cordons de galets

Un des caractères les plus frappants de la côte de l'île du Prince Charles est la présence de nombreuses lagunes peu profondes, parfois reliées à la mer par un passage étroit par où entre et sort la marée. Ces lagunes bordent de longs secteurs côtiers, à l'Ouest comme à l'Est, mais seule la côte orientale a été étudiée.

3.1.1 - Les petites lagunes (500 m à 1 km de long)

La plateforme marine soulevée d'Aberdeenflya est parsemée de lagunes. Celles qui longent la mer, en sont séparées par un cordon bas (1 m), très redressé. Le haut du cordon est très chaotique et formé des galets les plus gros.

---

* Nous discuterons plus loin du rôle des agents de façonnement.

Le cordon de galets qui borde les lagunes de Fuhrmeisterstranda comporte deux parties : une levée actuelle formée de petits galets disposés en gradins par la marée et en arrière un cordon plus haut (3 m), "fossile" ou atteint par tempêtes exceptionnelles et dont le profil est très redressé ; il est constitué de gros galets (longueur 10-20 cm). Ce dédoublement des cordons littoraux est un cas très fréquent au Spitsberg, mais ce n'est pas une disposition exclusive des littoraux de la zone froide ; les cordons azonaux très élevés présentent au sommet de gros galets partiellement couverts de lichen (Ouessant).

Les petites lagunes n'ont pas de passes visibles. Les échanges avec la mer se font par percolation dans les galets.

3.1.2 - La lagune Richard (fig. 5-6)

Elle a une toute autre ampleur : 1,5 km de large et plus de 7 km de long. Elle est peu profonde, 1 à 2 m (Craig, 1916). Vers le Sud, les profondeurs diminuent progressivement jusqu'à une zone amphibie d'épandage fluvio-glaciaire. De l'argile grise, parsemée de quelques pierres, tapisse le fond de la partie Nord (Craig, 1916).

La limite interne de la lagune est en rapport avec le tracé de la grande faille tertiaire. Mais l'abrupt topographique est quelque peu en retrait et le rivage est bas.

Un cordon littoral sépare la lagune de la mer. Il est coupé en deux parties par une passe aux positions variables. En 1966, elle est au 2/3 Nord du cordon ; tout à fait au Nord sur la carte au 1/100.000e dressée d'après les photographies de 1936 ; elle est au milieu d'après Craig, 1916 ; et, sur la photographie aérienne de 1964, on voit encore la trace d'un ancien passage à l'extrémité Sud (voir planche hors texte III).

Des stations pour l'étude de galets ont été faites sur ce cordon qui sera étudié plus en détail par la suite. Nous dirons seulement qu'il est long de 5.700 m, disposé en arc parfait à concavité tournée vers la mer. Au Sud, il prend appui sur une mamelon de roche

en place (pointe Rottenburg). Au Nord, il prolonge sans discontinuité le cordon qui borde le cap Heemskerckneset. Il est coupé d'une passe d'une vingtaine de mètres de large, au niveau de laquelle les flèches se terminent par des crochets recourbés vers la lagune.

Le cordon est très redressé sur sa face externe et peut atteindre 4 m de hauteur. Il est formé de galets de grandeurs diverses, mais trop gros de toute façon pour provenir de la lagune où les cours d'eau n'entraînent que des sables et des graviers anguleux. Le matériel est donc venu de l'extérieur et a barré une grande échancrure du littoral qui pourrait correspondre à un compartiment effondré, dont un côté est bordé par la grande faille tertiaire.

3.2 - La côte à falaises

Il n'existe pas de falaises très élevées. D'autre part, quelle que soit leur nature, elles sont toujours bordées par un cordon de galets et un estran découvre à marée basse.

3.2.1 - Les falaises rocheuses

La plateforme rocheuse de Fuhrmeisterstranda domine la mer par une falaise verticale taillée dans un calcaire très gélif qui se débite en plaquettes. Haute de 4 m au Sud de Rottenburgpynten, la falaise s'interrompt au niveau de petites lagunes côtières puis prend de l'ampleur vers le Sud et elle atteint 7 m, 11 m, 13 m.

Elle est frangée d'une levée de galets bien roulés qui se réduit au fur et à mesure que l'altitude de la falaise s'accroît. Les arêtes de lits calcaires qui se succèdent en alignements réguliers sur l'estran sont remarquablement aplanies. Leur pendage vers le Sud-Est est identique à celui des bancs qui affleurent dans la falaise. La partie immergée est couverte de galets près de la côte ; plus bas, elle devient sableuse. Les faibles profondeurs s'étendent largement (l'isobathe 10 m est à 2 km du rivage).

Le même type de falaise rocheuse de 3-4 m, accompagnée d'un cordon de galets et d'un estran rocheux aplani se retrouve en bordure de la plateforme d'Aberdeenflya, à l'exception de la zone des lagunes.

3.2.2 - Les falaises en matériel meuble (fig. 5-5)

Dans la partie méridionale d'Aberdeenflya, sur 8 km environ, la côte est constituée d'une falaise verticale, haute d'une quinzaine de mètres. A son pied, s'étendent un cordon de galets et un estran où affleurent régulièrement et avec un pendage constant les lits rocheux arasés entre lesquels le sable s'est déposé. L'ensemble est en continuité avec une plateforme sous-marine de faible profondeur : l'isobathe 10 m est à 1-2 km du rivage, celle de 20 m s'en écarte jusqu'à 6 km.

La falaise n'entaille que des matériaux meubles : de bas en haut, 12 m de sables et galets mélangés, puis un banc de sable gris contenant un magnifique gisement de Mya en position de croissance associées à quelques autres coquilles. Le banc de sable gris surmonté de quelques sables et galets représente une tranche de 1,5 m. Là où le cordon ancien de 15-18 m atteint la côte, il est posé au sommet de cette formation, soit encore une tranche de 1,5 m de galets.

L'ensemble représente au minimum une épaisseur de 15 m de matériel de plage. C'est une épaisseur exceptionnelle. Il est plus fréquent de rencontrer des plateformes rocheuses recouvertes d'un mince placage de dépôts de plage.

4 - CONCLUSION

Malgré une histoire géologique complexe, les grandes lignes de la morphologie restent simples : une dorsale montagneuse cernée d'une frange continue de strandflat.

Les niveaux marins anciens

On trouve des témoins de plages à des niveaux très variés ; on en retiendra les principaux :

3-5 m : le niveau subactuel représenté par le cordon fossile en arrière du cordon actuel, par le platier de Fuglahuken, etc...

8-9 m : c'est l'altitude de la basse plateforme d'Aberdeenflya. Ce niveau correspond à la "25 foot Beach" de Peach, qui a noté que cette terrasse attaquée par l'érosion marine actuelle, n'a été préservée qu'occasionnellement. Il l'a retrouvée autour de la lagune Richard où le matériel de plage repose sur un niveau de sable fin à Mya. Sa description donne à penser que c'est le même type de gisement que celui que nous avons découvert à 12 m dans la falaise meuble d'Aberdeenflya.

15-25 m : l'ensemble ainsi délimité comprend plusieurs éléments :

- le grand cordon 15-18 m d'Aberdeenflya, celui de Fuhrmeisterstranda... La mer a stationné assez longuement à ce niveau (arrêt dans le relèvement isostatique ?) pour que ce type de cordon soit un trait dominant du paysage.

- la "saxicava Beach" de Peach englobe ce cordon et s'étend en arrière (16-24 m). Il y a trouvé des mollusques Mya truncata, Saxicava arctica, Astarte arctica, qu'il n'a pas vus ailleurs. Il pense que c'est une formation lagunaire et qu'à cette époque la plateforme d'Aberdeenflya était couverte de lagunes analogues aux lagunes du littoral. Il a retrouvé cette "saxicava Beach" en divers endroits de l'île du Prince Charles.

- le cordon de 20-26 m d'Aberdeenflya limiterait vers l'intérieur la "Saxicava Beach".

50 m : la ligne d'écueils et leurs accumulations de galets d'Aberdeenflya (48-50 m) correspondent à la "150 foot-Beach" que Peach décrit comme une ligne de rivage continue très fréquente dans l'île du Prince Charles. Pas plus que nous, il n'y a trouvé de fossiles.

158 m : Dans le Nord nous avons trouvé des témoins élevés, conservés en position d'abri dans l'ancienne vallée glaciaire qui sépare Fuglehukfjellet de Barentsfjellet. Une butte à sommet plat (158 m) est couverte de galets. D'autres dépôts ont été découverts sur des replats à 131 m et à 111 m. Ces galets, bien roulés, sont incontestablement marins et ne peuvent être confondus avec ceux, plus petits, du poudingue formant le soubassement rocheux.

Les replats sur les éboulis de versants

Au Nord comme au Sud de l'île, certains versants montagneux abrupts sont interrompus vers 50 m d'altitude par des replats formés de blocs de toutes formes et de toutes dimensions dont l'aspect général est celui du matériel morainique. Mais leur disposition interdit de les interpréter comme des moraines latérales. Sont-ils des formes particulières d'éboulis ou des moraines de névés ?

C'est un problème que nous envisagerons sur un plan général (chapitre XIV), car nous trouverons ce même type de replats dans d'autres régions.

Chapitre VI

LES REGIONS DU KONGSFJORD ET DU KROSSFJORD

Les chenaux sous-marins du Kongsfjord et du Krossfjord se rejoignent à quelque distance des côtes dans un ombilic : le Kongsfjordjupet (fig. 12-2). Le long des rives de ces deux fjords se succèdent des régions présentant de telles analogies qu'il était intéressant d'en faire une étude comparée.

De basses plateformes s'épanouissent (2 à 5 km de large) au niveau des trois grands caps, Kvadehuk, Mitra et Guissez (planche hors texte). Nous verrons que les caps situés au débouché des fjords sont toujours des lieux privilégiés pour l'épanouissement des strandflats. Ces plateformes présentent des caractères marins : dépôts de plage, cordons de galets, coquilles. Elles se prolongent le long des rives des fjords sous la forme de banquettes plus ou moins bien développées.

Le cadre intérieur est constitué de montagnes moyennes (600 à 900 m), aux formes hardies, découpées par des cirques glaciaires qui ne laissent subsister à leur confluence que des sommets triangulaires. Le contraste est si brutal entre les versants escarpés des montagnes et les basses zones bordières que les premiers observateurs en ont été frappés. C'est ainsi que le Diesetsletta, à l'Ouest du cap Mitra, a été choisi comme exemple de strandflat par Hoel (1914) et Nansen (1922).

1 - LE CADRE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE *

1.1 - La structure (fig. 6 1)

Les roches de l'Hecla Hoek dominent, aussi bien dans les

* D'accès facile, ces régions (notamment la péninsule de Brögger) ont fait l'objet d'études nombreuses et détaillées. En conséquence, la synthèse élaborée sera plus complète que pour d'autres régions moins connues.

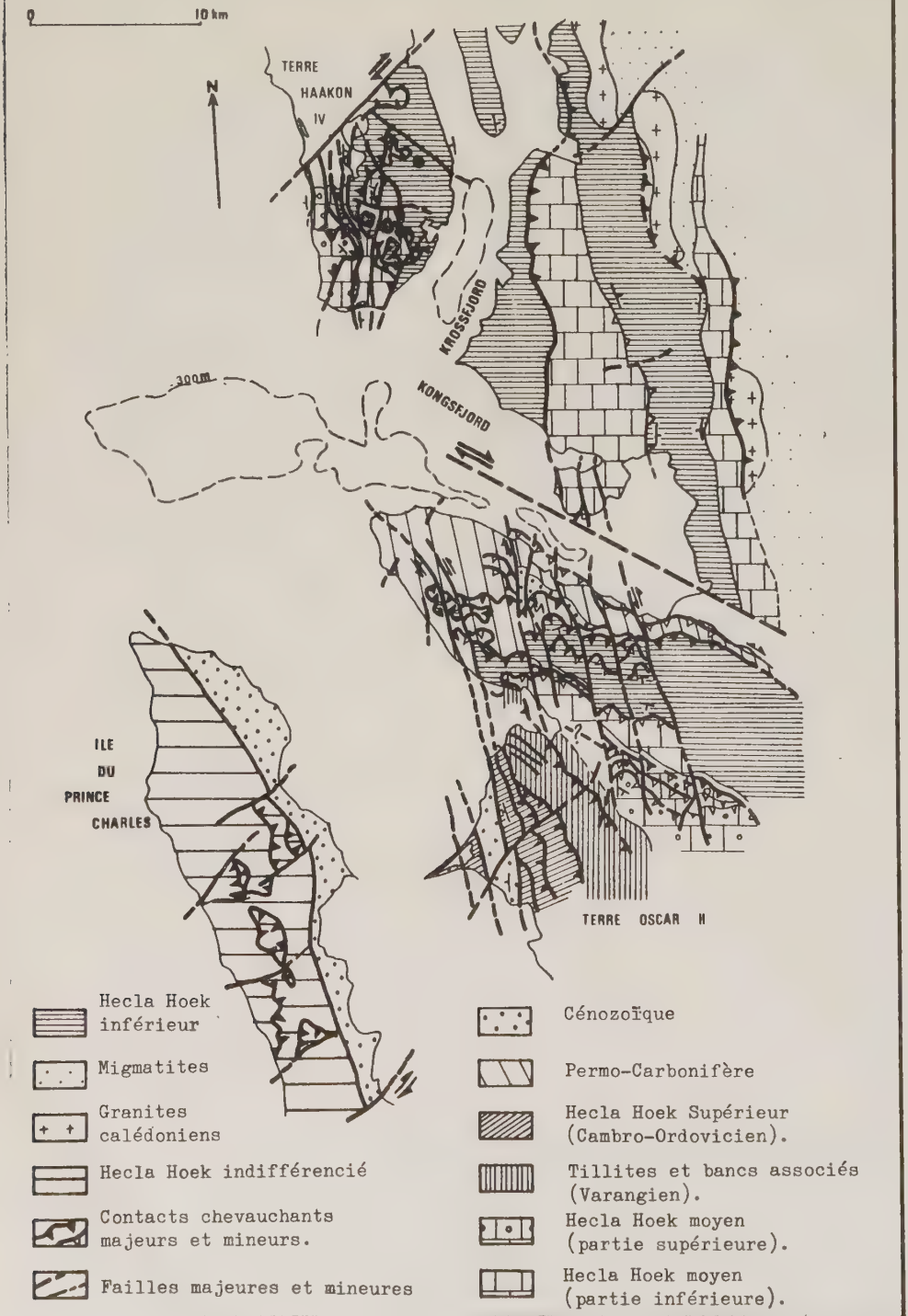


Fig. 6-1 - La structure de la région du Kongsfjord et du Krossfjord d'après Barbaroux (1968).

régions du Kongsfjord que dans celles du Krossfjord. Elles forment le substratum sur lequel sont venues se superposer localement des roches plus récentes.

1.1.1 - Les régions situées à l'Est et au Nord du Kongsfjord et autour du Krossfjord

Elles sont moins connues que la péninsule de Brögger.

D'après Orvin (1934), on peut distinguer deux séries dans l'Hecla Hoek.

La série inférieure (quartzites, phyllites et micaschistes) affleure sous forme d'anticlinal dans les montagnes Ossian, Sarsfjellet et Feiringfjellet, passe en synclinal sous la glacier du Blomstrand, puis affleure à nouveau dans la montagne d'Olssönfjellet.

La série supérieure est une série calcaire qui, elle aussi, dessine un anticlinal dans les montagnes Ossian, Sarsfjellet et Feiringfjellet, passe en synclinal sous le glacier du Blomstrand. C'est ce calcaire métamorphisé (marbre) qui forme la péninsule du Blomstrand ainsi que les îles Loven et qui a été exploité sans succès à New London.

A l'ouest du Krossfjord, dans la presqu'île du cap Mitra, la même distinction se retrouve entre un Hecla Hoek inférieur (schistes, micaschistes, quartzites...) et un Hecla Hoek moyen (calcaire). Ici, il y a lieu de distinguer deux zones (Barbaroux, 1968) :

- La zone occidentale (Diesetsletta) est caractérisée par un ensemble charrié, essentiellement calcaire (Hecla Hoek), recouvrant un autochtone micaschisteux et calcareux (Hecla Hoek inférieur). L'allochtone a un pendage peu accentué et une disposition légèrement synclinale alors que l'autochtone est très redressé en plis isoclinaux. Les affleurements sont alignés Nord-Sud. Toute la région est affectée par des décrochements et des laminages latéraux ainsi que par des cassures récentes.

- La zone orientale, encore peu connue, apparaît plus tranquille. Elle est formée des schistes et micaschistes de l'Hecla Hoek inférieur et par les calcaires de l'Hecla Hoek moyen.

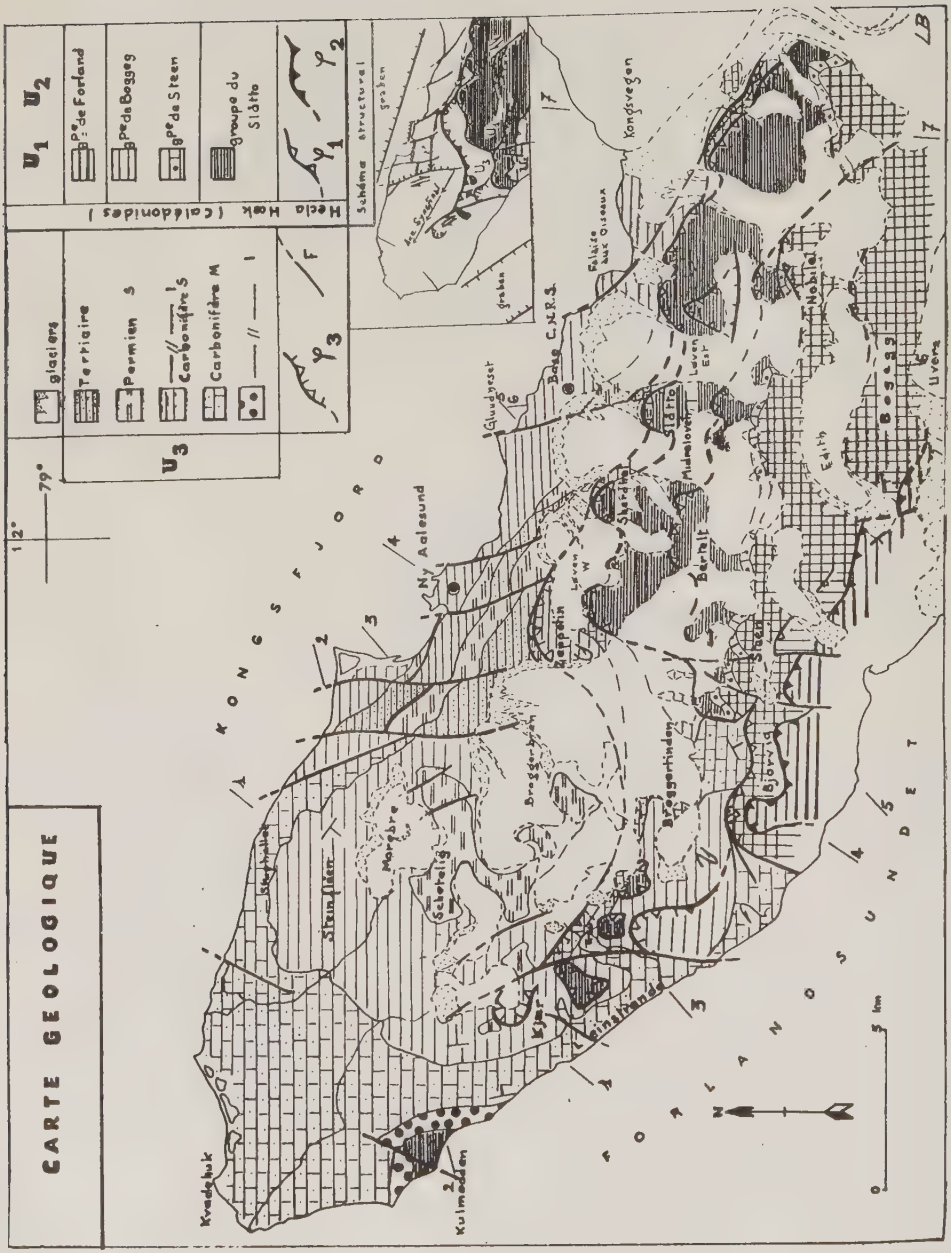


Fig. 6-2 - Géologie de la péninsule de Brögger, d'après L. Barbaroux (1967).

Si la disposition des roches n'a guère influencé le développement du strandflat, leur nature semble être un facteur déterminant.

Dans les schistes et micaschistes, roches tendres et très gélives, le strandflat se développe largement, par exemple au cap Guissez et au cap Mitra. Par contre, dans les marbres du Blomstrand les aplanissements n'apparaissent jamais. Malgré les preuves de présence de la mer que sont les cordons marins étagés, on ne voit ni plateformes, ni terrasses, mais un relief de collines moutonnées. Le développement d'un strandflat bien aplani est en rapport avec la lithologie (la même constatation a été faite dans les îles du Nord-Ouest).

1.1.2 - La péninsule de Brögger (fig. 6-2)

Bordée par deux grabens, les fossés du Kongsfjord et du Forlandsund (dont la phase finale date de la fin du Tertiaire), la péninsule de Brögger forme une unité bien délimitée aussi par les glaciers Kongsvegen et Comfortless.

La géologie en est complexe mais assez bien connue (Holtedahl 1925, Orvin 1934, Hø[illegible]land 1960, Barbaroux 1966-67-68-69-70). Deux ensembles géologiques se partagent la presqu'île : le domaine métamorphique de l'Hecla Hoek sur la moitié S-E et un domaine sédimentaire plus récent sur la partie N-W.

1.1.2.1 - Le domaine métamorphique

Les roches métamorphisées, très variées, appartiennent à l'Hecla Hoek inférieur et moyen. Elles forment un ensemble très épais (sans doute 16 000 m). On y distingue différentes unités géologiques. Comme les pendages sont généralement vers le Sud-Ouest, les séries les plus anciennes affleurent vers le Nord-Est :

- Le groupe du Slätto : phyllades, micaschistes, quartzites et quartzophyllades.
- Le groupe de Steen : marbres dolomitiques, dolomies.

- Le groupe de Boggeg : micaschistes, quartzites et sills de dolérite.
- Le groupe de Forland : quartzites et dolomies, calcaires marmoréens micacés, calcschistes chloriteux.

Malgré l'énorme épaisseur, Barbaroux (1967) rejette l'hypothèse d'un géosynclinal car les faciès sont de type peu profond. "La fréquence des niveaux calcaires et des niveaux clastiques, les rythmes "précipités", les lacunes, montrent pour le moins une subsidence et une sédimentation irrégulière, par saccades, fréquemment interrompues par des causes obscures" (p. 19)... "On aboutit ainsi, et paradoxalement, à un complexe très épais à partir de séquences très variées, à rythmes courts et interrompus, plus proches des séquences de type marge continentale que de type fosse géosynclinale" (id.).

Les roches de l'Hecla Hoek ont été bouleversées par une tectonique très active. L'orogenèse a fonctionné très tôt et à plusieurs reprises. Le phénomène le plus important a été la mise en place de la chaîne calédonienne, d'axe W-N-W - E-S-E, accompagnée de manifestations éruptives et de métamorphisme.

1.1.2.2 - Le domaine sédimentaire

- La série permo-carbonifère

La chaîne calédonienne démantelée et usée a été transformée en socle qui a reçu en discordance une seconde série sédimentaire allant du Carbonifère inférieur au Permien supérieur où les calcaires dominent intercalés de grès. On obtient la succession suivante de bas en haut :

- La formation de Kulmodden (Carbonifère inférieur) ; peu épaisse (50 m), elle est faiblement représentée au Sud de Kvadehuk où elle repose en discordance sur les micaschistes quartzeux du groupe du Slätto. Essentiellement formée de lits gréseux et de poudingues, elle correspond à peu près au Culm décrit par Orvin (1935).

- La formation de Leinstranda ; elle correspond à la base du Carbonifère moyen et supérieur largement représenté au NW et au SW de la

presqu'île. Le caractère dominant de la sédimentation est une alternance multiple de lits de grès et de calcaire. Ce type de sédimentation instable (Barbaroux, 1967, p. 36) relèverait du domaine marin marginal et aurait enregistré les fluctuations d'un front deltaïque. Les assises calcaires prédominent au-dessus et on passe, sans démarcation précise, de la partie supérieure du Carbonifère moyen à l'épaisse couche de calcaire à cyathophyllum du Carbonifère supérieur.

Le Permien est aussi essentiellement calcaire, bien que, dans toute cette série permo-carbonifère, des lits de grès, de schistes, de cherts, de sables s'intercalent parmi les bancs de calcaire de façon assez complexe.

L'ensemble est épais de 1175 m. Les veines de houille du Carbonifère ont été exploitées près de Ny Alesund.

- La série tertiaire (éocène)

Elle repose en discordance sur le Permien supérieur et affleure sur le versant septentrional de la presqu'île de Brögger entre la montagne Schetelig et le glacier Midre Loven. Le faciès est détritique continental. De bas en haut, on note la succession suivante (Coque et Raynal, 1970) :

- schistes, argiles, conglomérats et marnes (50 m)
- grès avec lits de conglomérats (70 m)
- grès verts avec petits horizons de schistes (100 m).

Une importante orogenèse tertiaire a bouleversé non seulement ces derniers dépôts mais aussi les séries Permo-Carbonifères et même le socle de l'Hecla Hoek. Les accidents tectoniques tels que les chevauchements ont été particulièrement intenses au niveau du contact entre le domaine de l'Hecla Hoek et le domaine sédimentaire. Par endroits, les séries calcaires du Permo-Carbonifère ont été renversées et sont surmontées par les micaschistes et les phyllades de l'Hecla Hoek.

Le rôle de la tectonique n'est pas tellement déterminant en ce qui concerne l'élaboration des plaines côtières. Cependant, au niveau de la montagne de Zeppelin, une faille normale NW-SE (rejet 600-400 m)

abaisse la zone côtière vers la mer et est évidemment favorable au développement d'une zone basse littorale. Mais les failles NNW-SSE, normales également, et sans doute un peu plus tardives, qui divisent en blocs le secteur côtier Nord ainsi que le secteur côtier Sud, n'ont que de faibles rejets et sont sans influence sur la morphologie du strandflat. Par contre, les multiples petites cassures tardives, très récentes sans doute, conditionnent souvent le tracé actuel de la côte dans le détail.

1.2 - Le cadre géomorphologique

Un arrière_pays montagneux s'oppose à des plateformes côtières de basse altitude qui s'épanouissent au niveau des caps (5 km à Kvadehuk, 4 km au cap Mitra, 2,5 km au cap Guissez) et qui se prolongent sous forme de banquettes étroites (1 à 2 km et moins vers l'amont) (planche hors texte).

1.2.1 - Les montagnes et les glaciers

Les hauteurs sont modestes et d'altitudes comparables, quoique moins élevées dans la presqu'île de Mitra.

- Presqu'île de Mitra : Scoresby (604 m), Mitra (392 m), Willeberget (394 m).
- Presqu'île de Brögger : les hauteurs s'abaissent du SE vers le NW : Botnfjellet (910 m), Nielsenfjellet (878 m), Nobilefjellet (878 m), Brøggerfjellet (720 m), Scheteligfjellet (718 m).
- Presqu'île de Guissez : Grimalditoppen (862 m), Ollsönfjellet (912 m).

Mais les montagnes profilent des crêtes aigües et déchiquetées qui représentent des intersections de cirques de petits glaciers du type alpin. Les sommets, situés aux points de recoupement des crêtes ont généralement la forme caractéristique d'une pyramide ("Horn").

Fig. 6.3. Péninsule de BRÖGGER [N.E.]

C'est l'empreinte glaciaire qui caractérise la montagne. Dans la péninsule de Mitra elle est discrète. Les glaciers, très réduits, restent perchés dans la montagne, comme ceux du versant SE de la presqu'île de Brögger, alors que sur le versant NW de cette dernière les langues de glace bien nourries descendent vers la côte du Kongsfjord, sans toutefois l'atteindre.

Seuls les glaciers alimentés, au moins partiellement, par les fonna atteignent la côte, par exemple les glaciers de la rive orientale du Krossfjord et le Blomstrandbre nourris par l'Isachsenfonna et, bien sûr, le grand glacier du Roi.

1.2.2 - Le contact entre la zone montagneuse et la zone bordière

Il se fait de deux façons, selon que les formes d'accumulation glaciaire ponctuent ou non le contact entre la montagne et la zone basse.

1.2.2.1 - Influence des formes d'accumulation glaciaire sur les plaines côtières (fig. 6-3 et fig. 6-8)

Les meilleurs exemples sont fournis par la presqu'île de Brögger. Les vallums morainiques n'atteignent pas la mer. Leurs formes sont encore très fraîches et plusieurs sont parfaitement dessinés en guirlandes formant des bourrelets de collines chaotiques hautes d'une cinquantaine de mètres (glaciers Loven). Les glaciers actuels sont en retrait par rapport à ces vallums morainiques qui ne sont plus fonctionnels. Et, en avant de ceux-ci, on peut trouver des traces de vallums encore plus anciens, mais largement étalés et remaniés ; par exemple, sur la face SE du Brögger et entre Steinflaen et Kjoerfjellet*.

---

* Une histoire détaillée des oscillations glaciaires dans cette région serait fort intéressante, mais elle n'a pas été réalisée.

Les vallums morainiques ont fourni une alimentation abondante aux plaines d'épandage proglaciaire :

- une bande continue devant les glaciers Loven
- un sandur alimenté par le rassemblement, vers Engelsbukta, des glaciers Comfortless, Uvêrs, Edith et Steen, tous précédés d'imposantes moraines frontales doublées de vallums anciens.
- des matériaux marins se mêlent aux matériaux fluvio-glaciaires à la pointe de Kvadehuk.

1.2.2.2 - Contact des grands versants et des plaines bordières

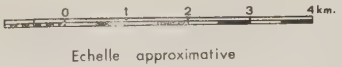
De grands versants périglaciaires, au modelé remarquable, entrent brusquement en contact avec les plaines côtières. Ils peuvent être ramenés à deux types principaux (Joly, 1970) :

- versants réglés
- versants de transport avec dépôts périglaciaires.

Mais la distinction entre ces deux types est parfois difficile à faire. Le modelé varie à la fois selon le type de roches et selon l'exposition. Par exemple, la presqu'île de Brögger offre deux expositions très tranchées (vers le SW et vers le NE) (fig. 6-4).

Du point de vue lithologique, les versants calcaires son tout à fait particuliers. Ce sont des versants vifs à corniche, encore alimentés en matériel fraîchement gélifracté provenant du démantèlement de l'abrupt rocheux (versants du Kjoerfjellet étudiés par Y. Dewolf. 1970). Dans certains cas ces versants sont régularisés et fossilisés sous leur couverture de débris.

Quoiqu'il en soit, tous sont des versants cryonivaux, au pied desquels s'entassent les dépôts périglaciaires provenant du débitage par le gel des parties supérieures et qui envahissent les plateformes bordières. Quand elle façonnait les plateformes. la mer a trouvé dans les éboulis de bas de versants une source d'approvisionnement en matériaux. En étalant et en détruisant ces éboulis elle accélérait l'évolution du versant.



Echelle approximative

Fig. 6.4. KVADEHUK

Les modes de répartition des éboulis de pied de versants sont variables :

Ce peut être une succession de cônes plaqués sur le versant, comme par exemple le long du versant Sud-Est du Kjoerfjellet (Coque et Raynal, 1970). Ils ont alors tendance à s'étaler sur la plaine. La blocaille est concentrée en bas du versant sous les effets de la gravité, des déplacements en masse par solifluxion et du ruissellement au moment de la fonte.

Ils forment parfois des "replats de versants". Dans le cas le plus simple, ce sont des moraines de névé (à flanc du Stuphallet). Ils peuvent aussi être interprétés comme des restes de moraines latérales des grands glaciers du maximum glaciaire (versants du Willeberget au cap Mitra, versants Est du Krossfjord et de la face Sud-Est du Brögger). Mais d'autres ne rentrant pas dans ces catégories, par exemple ceux de la face occidentale de Mitrahalvöya. Par ailleurs nous avons vu que les replats de versants représentent un phénomène d'ordre général.

2 - LES STRANDFLATS EPANOUIS AU NIVEAU DES CAPS (planche hors texte III)

2.1 - Kvadehuk : des cordons concentriques sur un plan incliné (fig. 6-4).

2.1.1 - Le plan incliné

Depuis 60-70 m d'altitude au pied des hauts plateaux jusqu'à la mer descend une plateforme (5 à 6 km) découpée dans des calcaires ou des grès. C'est une belle surface doucement inclinée, couverte de cailloux qui se disposent en figures géométriques (cercles ou polygones*).

* La presqu'île de Kvadehuk est célèbre, à juste titre d'ailleurs, pour ses sols polygonaux. Mais on en trouve aussi de remarquables dans d'autres régions du Spitsberg moins facilement accessibles.

Le drainage est indécis : marécages et cours d'eau temporaires, bien alimentés à la fonte des neiges, souvent asséchés ensuite. Cependant, deux rivières issues des glaciers Trongskard et Möre ont creusé de grandes vallées permanentes : Scheteligelva et Kvadehukelva. L'une arrive à la mer par un canyon profond de 20 à 30 m, l'autre construit un delta.

La mince couverture caillouteuse éparse sur le plan incliné cache assez mal le substratum rocheux qui affleure dans les vallées et le long des falaises marines : grès à l'Est de Scheteligelva et calcaire à l'Ouest.

2.1.2 - La côte à cordons et lagunes

De la pointe Kongsfjordneset à la pointe Sundpynten, les falaises font place à une côte de lagunes et cordons dont l'agencement est identique à celui des formes fossiles du strandflat. Un long cordon de galets, tout juste interrompu par un court secteur à falaises à la pointe Kvadehuk (3 - 4 m de hauteur), isole derrière lui des lagunes et des marécages. Ce secteur littoral est très exposé aux houles. Cet immense cordon présente de beaux gradins de marée dont le plus élevé ne doit être atteint que par marée exceptionnelle. Périodiquement les communications sont établies entre les lagunes et la mer. Par les brêches temporairement ouvertes dans le cordon, la mer transporte bois et algues marines dans les lagunes.

Sur la face occidentale, c'est-à-dire entre les pointes Kvadehuk et Sundpynten, le grand cordon se continue, mais en arrière les lagunes sont comblées et transformées en marais. La rivière "Kvadehukelva" après des passages resserrés à travers des cordons fossiles, s'épanouit en delta. Ses alluvions ont comblé les lagunes.

2.1.3 - Les cordons anciens

On compte au moins cinq grands cordons littoraux soulevés, répliques du cordon actuel et séparés les uns des autres par des bande

déprimées et marécageuses qui ont remplacé les anciennes lagunes. C'est sur ces zones plates et humides que prolifèrent les sols polygonaux.

L'agencement général de ces cordons anciens, en séries concentriques est d'une régularité remarquable. Çà et là, des écueils calcaires s'élèvent à une dizaine de mètres au-dessus de la surface et représentent autant d'anciens récifs marins.

La disposition en coupe est toujours la même (fig. 6-5) : la plage de galets qui monte jusqu'à la crête du cordon, le revers abrupt, puis à son pied l'ancien loc'h*, devenu marécage, qui passe insensiblement à la pente de plage suivante et ainsi de suite. Les grands cordons sont donc autant d'étapes de la mise en place de la zone littorale par soulèvement progressif. Plus un cordon est en position externe, plus il est récent et moins il est élevé.

20, 30, 40, 50 mètres sont les altitudes approximatives des lignes les plus nettes. Il est inutile de chercher plus de précision dans les mesures car la crête et sa plage forment un ensemble unique à altitudes variables.

Nous avons trouvé la plage la plus élevée à 80 m, au pied d'un abrupt présentant tous les caractères d'une falaise morte.

Les galets qui constituent les cordons sont aussi bien émoussés que ceux des plages actuelles.

Médianes d'indices d'émoussé :

Brog. S 5	Brog. S 6	Brog. S 7
-30 m-	-40 m-	-50 m-
390	360	340

La gélivation de ces galets semble varier avec l'humidité du lieu. Certains sont réduits à l'état de petites plaquettes, d'autres sont parfaitement conservés et ceci n'est pas en rapport avec leur ancienneté.

---

* Loc'h ou étang de barrage.

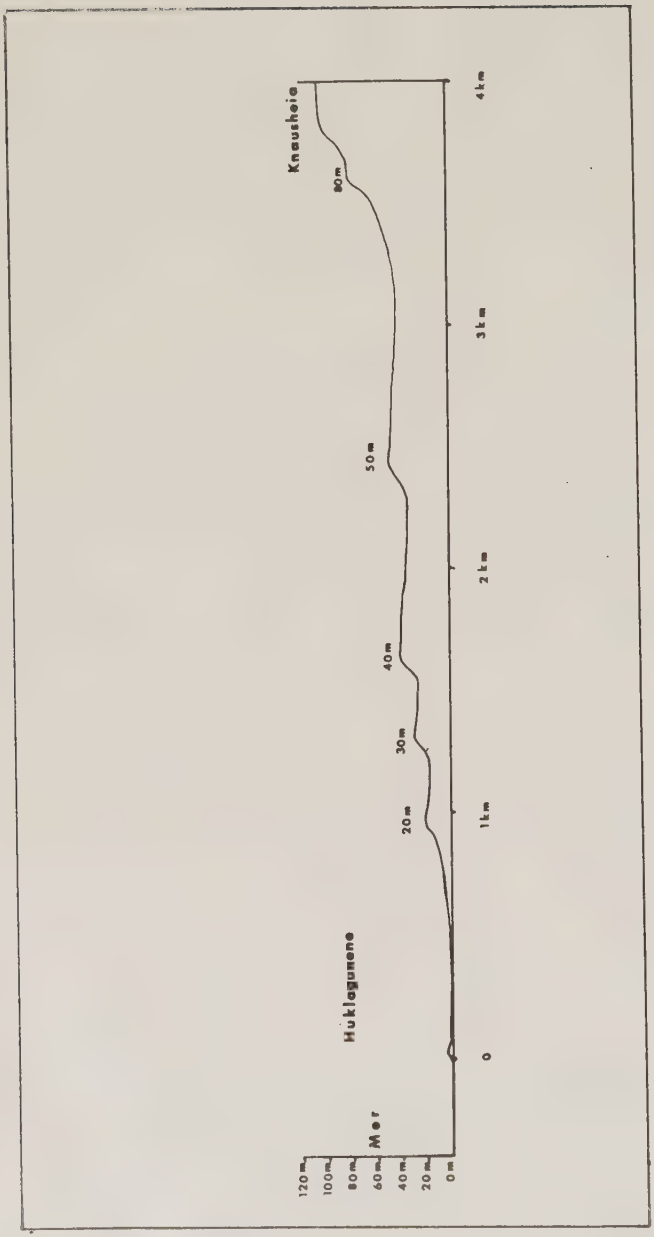


Fig. 6-5 - Coupe NNW - SSE à travers le strandflat de Kvadehuk.

Aux galets se mêlent des sables grossiers et quelques rares coquilles de Mya truncata ont été récoltées.

L'ordonnance des plages anciennes est quelque peu perturbée par les torrents qui creusent des gorges au passage des crêtes de cordons et s'épanouissent dans les zones déprimées et marécageuses à lagunes temporaires.

2.1.4 - La terminaison interne du strandflat

La dernière ligne de rivage vigoureuse est celle du cordon de 50 m qui se poursuit vers l'Est par le grand escarpement "Staphallet". Le problème se pose de savoir si ce rivage représente la limite extrême du façonnement marin ou bien si la zone qui s'étend au-delà, jusqu'au pied de la montagne proprement dite, est à joindre au strandflat. On y distingue plusieurs secteurs.

2.1.4.1 - Le secteur à thermokarst

Il s'étend entre le cordon de 50 mètres et un abrupt rocheux qui limite le haut plateau de Knausheia. Son altitude moyenne est de 70 m. Toute une collection de dépressions de type karstique -dolines, ouvalas à micro-ponors- hérissées de thufurs et de pingos de petite taille (Coque et Raynal, 1970, p. 144) donne à ce secteur l'aspect tout à fait particulier d'un thermokarst. D'après l'opinion de Katchurin (1962), rapportée par Coque et Raynal p. 145, "sans doute la région de la Baie du Roi permet-elle de vérifier l'affirmation selon laquelle la multiplication des processus de thermokarst (pingos) coïnciderait avec un permafrost en voie de régression". Si l'aspect actuel du thermokarst est le résultat d'une oscillation climatique récente et relativement rapide, ce serait un argument supplémentaire en faveur d'un réchauffement actuel du climat.

Toujours est-il que ce secteur à thermokarst n'est pas exempt de façonnement marin puisqu'une belle plage ancienne a été trouvée à 80 m. Cependant, les caractères marins ne représentent pas les traits dominants du modelé.

2.1.4.2 - Le haut plateau de Steinflåen

La haute surface de Steinflåen (200 m) est très bien aplanie ; beaucoup mieux que son prolongement occidental Knausheia, d'altitude semblable mais perturbé par des dépôts morainiques.

La gélivation y est si intense qu'elle détermine la formation de débris périglaciaires abondants qui masquent à peu près partout la roche en place. Des blocs erratiques de gneiss ont été apportés là par le glacier du Roi en période de maximum glaciaire.

Le plateau est limité du côté externe par un abrupt imposant (150 m de dénivellé) : le Stuphallet dont l'origine est discutable :

- cuesta monoclinale
- ou rebord d'auge de l'ancien glacier du Roi
- ou falaise marine morte
- ou bien les trois à la fois.

Le même problème d'origine se pose au sujet du plateau :

- il peut être un replat structural car les strates de calcaire sont horizontales,

- il peut être une surface d'abrasion. La surface topographique ne coïncide pas exactement avec la surface des strates. D'après Nansen (1922), reprenant d'ailleurs les idées de Holtedahl et de Hoel, il a été formé de la même manière que les strandflats de plus bas niveau, c'est-à-dire par l'effet conjoint de la gélivation et des vagues.

Comme il est difficilement concevable qu'une telle surface nivelée ait pu se conserver en étant exposée à une action glaciaire, Nansen pense qu'elle est postérieure à l'époque du maximum glaciaire et antérieure au strandflat moins élevé dont le sépare la falaise morte de Stuphallet. Cependant, nous n'avons trouvé aucun dépôt marin sur ce haut plateau qui nous aurait permis de résoudre cette question.

2.2 - Le strandflat du Cap Guissez : une plateforme monotone (fig. 6-6)

2.2.1 - La plateforme inclinée du Cap

A partir du littoral, relativement bas, la topographie monte doucement vers l'intérieur. Pourtant, à une altitude de 32 m, un cordon de galets vient quelque peu interrompre cette uniformité. Il est, en fait, le sommet d'un système de rides de plages aplaties et peu apparentes, jalonné par deux gradins mieux marqués à 11 m et à 21 m. Le cordon de 32 m (son altitude maximale est de 37 m) est très apparent et continu dans la partie Nord-Ouest du strandflat où il atteint la moraine du glacier du 14 juillet. Avec la plage qui descend à son pied, il forme un bel ensemble qui n'est interrompu que par les vallées des ruisseaux coulant de la montagne. Mais, dans la partie Sud-Est du strandflat, il est en grande partie masqué par les épandages torrentiels.

Vers l'intérieur, le strandflat se termine contre un cordon de galets qui souligne le pied d'une falaise morte située vers 45 m de hauteur et formée d'un abrupt rocheux de 8-10 m. C'est la ligne de rivage ancien la plus continue, puisqu'elle s'étend du glacier du 14 juillet au secteur de falaises élevées qui réunit le strandflat du Cap Guissez à la falaise Tönsneset. C'est d'ailleurs quand cette falaise morte rejoint la côte Sud que les falaises actuelles deviennent très élevées.

Au dessus de ce niveau 45 m, il y a bien un ressaut à 99-100 m qu'on pourrait attribuer à l'action marine. Mais les témoins élevés manquent de netteté car ils sont empâtés par la solifluxion, morcelés par les torrents ou masqués sous les éboulis.

2.2.2 - La côte actuelle

Les côtes basses de la zone du cap s'opposent aux secteurs de falaises vives élevées qui les prolongent vers le Nord (Krossfjord, 25 m) comme vers le Sud-Est (Kongsfjord, une quarantaine de mètres).

Le long du Krossfjord, la côte est rocheuse, à falaises basses (4 - 5 m). Les grands pans obliques de micaschistes qui affleurent à la côte lui donnent un tracé très tourmenté dans le détail.

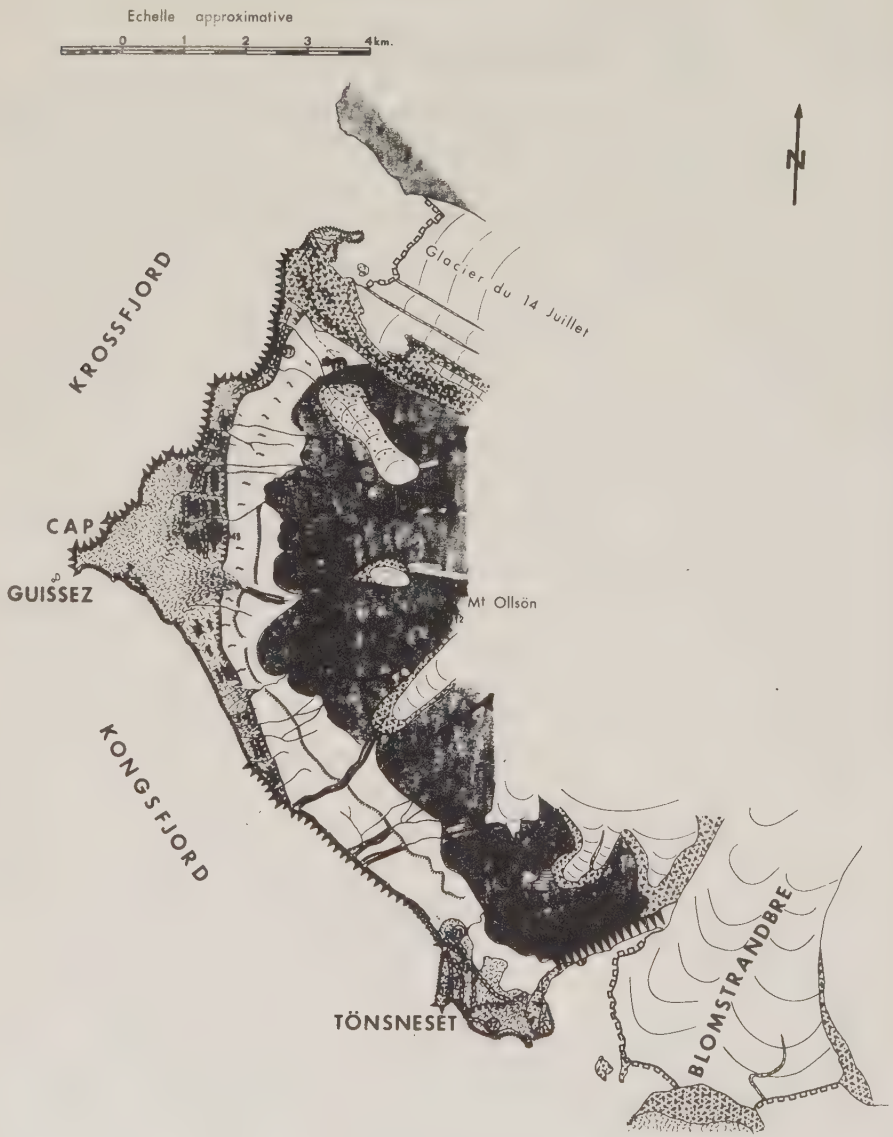


Fig. 6.6. CAP GUISSEZ

Dans les anfractuosités innombrables, la mer entasse des galets très émoussés. Par tempête, elle en projette aussi au sommet de la falaise. En coupe, celle-ci montre un placage de matériel marin ancien surmontant un substratum rocheux arasé. Profitant de la schistosité et des cassures, la mer déchiquète les petits caps rocheux qui sont précédés en mer de tout un semis d'écueils, réplique en miniature des îles du strandflat norvégien. En fait au Spitsberg, à la différence de la Norvège, le strandflat n'est pas précédé de véritables îles.

Le long du Kongsfjord, le littoral, très bas, devient sableux et termine ainsi un strandflat dont l'inclinaison générale est vers le sud. Les cordons de sable s'amarrent de proche en proche aux écueils. Derrière les barrages ainsi formés, les eaux s'écoulent mal et stagnent dans les loc'h. Les cordons sableux se poursuivent vers le S-E, tant que demeure le strandflat du Cap Guissez qui se rétrécit progressivement dans cette direction. Au-delà, des falaises très élevées bordent directement les versants montagneux.

2.3 - Le strandflat bien développé du Cap Mitra (fig. 6-7)

C'est dans la région du Cap Mitra, que le strandflat prend sa plus belle extension. Les plateformes sont vastes et bien aplanies, les cordons anciens sont vigoureux et fort bien conservés.

2.3.1 - L'agencement général des plateformes

2.3.1.1 - La basse plateforme rocailleuse de l'extrémité du Cap

Elle est si basse que le magnifique cordon de galets qui borde la côte la domine très nettement. Il fait d'ailleurs office de barrage pour les lagunes qui s'accumulent sur la côte Sud, les eaux suivant le sens d'écoulement imprimé par la légère pente. L'uniformité de la plateforme est extraordinaire et l'aspect général est celui d'un désert de pierres où la végétation est totalement absente. Ces gélifracts sont plus ou moins disposés en sols polygonaux.

Fig. 6.7. CAP MITRA

2.3.1.2 - La plateforme rocheuse inclinée à couverture de plage.

En arrière et au Nord.de la basse plateforme, monte, en pente très douce, une surface recouverte de matériel de plage, mais sans cordons apparents. La roche calcaire reste toujours très proche de la couverture et la perce par endroits sous forme d'écueils ensevelis sous des amas de gélifracts. Un écoulement intermittent parcourt ce "glacis" de l'Est vers la côte occidentale et aussi vers le Sud où les eaux finissent par s'accumuler.

2.3.1.3 - La plateforme à écueils et à barres rocheuses

Dans la partie orientale du strandflat du Cap Mitra, c'est-à-dire au Nord de la Grande Lagune, une surface très caillouteuse entaillée dans les micaschistes monte vers l'intérieur. Elle est hérissée d'écueils et de barres calcaires. Chaque écueil est à demi enfoui sous ses propres débris.

Sur le terrain on ne voit ni plages ni cordons bien caractérisés. La topographie est confuse et la gélivation tellement intense qu'il est bien difficile de reconnaître le matériel marin. La gélivation est en outre favorisée par l'humidité ambiante entretenue par les nombreux ruisseaux qui descendent des Monts Mitra, Scoresby, Willeberget. Nous n'avions identifié qu'un cordon assez mal venu (altitude vers 24 m) en pente vers le Sud. Mais la photographie aérienne, par le contraste des couleurs, révèle une topographie de gradins de plage et de cordons aplatis.

Dans toute cette zone, les accumulations sont guidées par le relief sous-jacent qui leur impose une direction Nord-Sud. Les plages anciennes se moulent aux barres rocheuses, et forment ainsi des sortes de chaussées surélevées au-dessus de la plateforme plus basse et non marécageuse. De multiples petites accumulations du type "queue de comète" derrière les écueils, rendent complexe la morphologie de détail.

2.3.2 - Les cordons anciens

2.3.2.1 - Les trois grands systèmes de Diesetsletta

Dans la partie occidentale de Diesetsletta, trois systèmes de cordons forment une ossature autour de laquelle s'organisent les accumulations secondaires. Deux, orientés N-S, sont grossièrement parallèles au trait de côte actuel ; le troisième s'accroche au flanc de la montagne.

Le premier est formé d'une succession de gradins (les mieux marqués sont au nombre de 5) montant de 7 à 16 m. Il forme barrage à toute une série de petit loc'h et de marécages. Par endroits, il est coupé par des vallées de ruisseaux à écoulement intermittent.

Le second, à 20 m, est un cordon très net et continu. Il barre à son tour des lagunes, dont une de grande taille. Dans les zones humides qui entourent les lagunes apparaissent des sols polygonaux, absents des sommets mieux draînés des cordons.

Ces deux systèmes ont des altitudes comparables à celles des cordons du N-E de l'Ile du Prince Charles.

Le troisième niveau, plus élevé, n'existe que sous forme de lambeaux sur les flancs du Mont Mitra. Un de ces témoins est une plage de 53 - 56 m, étonnante de fraîcheur avec des galets très bien façonnés et fort peu gélivés, ressemblant au matériel du grand cordon actuel. Ce niveau, qu'on peut estimer en moyenne à 54 m doit être continu et former un grand arc de cercle tout autour de la montagne. Par endroits, il est interrompu par des coulées pierreuses ou par des nappes d'éboulis à grands sols striés.

2.3.2.2 - Les niveaux marins de la côte Sud-Est

La montagne se rapproche de la côte, avec une ligne de crêtes parallèle au littoral et d'altitude constante (477,8 m - 494,2 m - 487,5 m). Les gradins deviennent étroits mais ils restent bien marqués.

Le versant montagneux est bordé par un premier replat rocheux, couvert de gros blocs. Replat structural, replat goletz ou replat de

versant analogue à ceux que nous avons déjà décrits ? Tout ce qu'on peut dire c'est que son altitude reste constante (70 m), et que le matériel n'a aucun façonnement marin.

Le cordon de 54 m, noté autour du Mont Mitra, est toujours un trait topographique remarquable. Cette levée de galets est tronçonnée par les entailles de petits torrents.

A son pied s'étale un cordon de 26 m d'altitude. Tous les deux sont rapprochés car la zone littorale est étroite. Le cordon de 26 m correspond sans doute au cordon de 20 m de Diesetsletta. Vers l'Est, il recoupe le trait de côte ; posé au sommet de la falaise vive, il forme une couverture de plage ancienne épaisse de 3 à 4 m sur le soubassement rocheux. Par endroits, on a l'impression que la falaise est entièrement constituée de matériaux de plage, mais des coupes ont permis de vérifier qu'il s'agissait d'éboulis, masquant le substratum.

2.3.3 - Les traits de la côte actuelle.

2.3.3.1 - Les imposants cordons de galets.

C'est l'aspect le plus fréquent et le plus spectaculaire du littoral. Tout au long de la côte Ouest et Sud-Ouest, s'élève un cordon de galets continu qui s'appuie de proche en proche sur de petites pointes rocheuses et qui régularise les indentations se trouvant en arrière. Il est très redressé, aussi bien sur sa face externe, où il fait front aux houles puissantes d'Ouest et de Sud-Ouest*, que sur sa face interne où il domine brusquement les loc'h et la basse plateforme. Il atteint une hauteur de 4 à 5 m.

Cette accumulation de galets, qui s'étale sur des kilomètres,

---

* Au moment des observations, par mer calme et en l'absence du vent, une longue houle et un ressac violent battaient la côte.

dégage une impression de puissance extraordinaire. Les galets sont généralement gros, bien émoussés. Le sable, qui à l'Ouest n'apparaît qu'à marée basse au pied du cordon, l'envahit de plus en plus dans son secteur méridional ; puis le cordon disparaît quand la côte, changeant d'orientation, fait face au S-E, position d'abri soustraite aux houles du large.

2.3.3.2 - La côte rocheuse du Nord-Ouest.

A une modification du relief intérieur correspond une transformation du littoral. Le strandflat caractéristique disparaît. Il est remplacé par une plateforme rocheuse mal régularisée sur laquelle subsistent néanmoins quelques témoins de cordons anciens. Nous n'avons pas suffisamment étudié ce secteur pour définir les causes de cette modification. Le littoral devient très tourmenté. Les falaises rocheuses, peu élevées, sont accidentées de multiples échancrures et bordées de nombreux récifs.

2.3.3.3 - La côte élevée du Sud-Est.

Au Sud-Ouest de l'anse de Bouréeneset, la falaise s'élève progressivement de 12 à 26 m. Ce sont les altitudes des plages soulevées. En effet, la falaise est entaillée dans de la roche recouverte de matériel de plage ancienne (sables, graviers et galets). Par endroits, la plage ancienne s'éboule jusque dans la mer, masquant le soubassement rocheux et adoucissant le profil de la falaise.

Dans son ensemble la côte est rectiligne ; mais, dans le détail, elle est découpée en une multitude de petites anses et pointes que tend à régulariser le cordon actuel.

Vers le Sud-Ouest, la falaise s'abaisse de plus en plus (7 m), alors que le cordon à son pied s'épaissit et s'élève ; si bien qu'elle finit par se trouver littéralement enfouie sous le cordon.

3 - L'EXTENSION DES STRANDFLATS SUR LES RIVES DES FJORDS (planche hors texte III)

Nous avons vu que les secteurs qui s'étendent au débouché des fjords sont des lieux de prédilection pour le développement des strandflats. Ceux-ci se prolongent aussi le long des rives des fjords et il était intéressant de chercher jusqu'où, en amont, se retrouvent les témoins du façonnement marin. Ces témoins présentent des aspects variés selon la situation le long du fjord (amont ou aval), la topographie de l'arrière-pays, les interférences qui ont pu se produire.

Nous étudierons aussi les prolongements du strandflat de Kvadehuk le long du Forlandsund, bien qu'il ne s'agisse pas d'un véritable fjord dans ce dernier cas. En effet, il n'y a aucune discontinuité entre les formes du strandflat de Kvadehuk et celles qui se développent le long du Forlandsund jusqu'à Engelsbukta.

3.1 - Les banquettes de strandflat

Ce sont les formes les plus simples : une ou plusieurs terrasses marines allongées prolongent les niveaux du strandflat le long des rives des fjords.

3.1.1 - Les banquettes de la côte Sud-Ouest du Brögger

Faisant suite au strandflat de Kvadehuk, une frange littorale étroite et soulevée s'intercale entre la côte et la montagne ; elle se dédouble vers le S-E.

3.1.1.1 - La banquette unique : Kioerstranda (fig. 6-4)

Entre la mer et les versants à éboulis du Kioerfjellet s'étend une plateforme dont la largeur atteint à peine 1 km. La côte est constituée d'une falaise vive abrupte au pied de laquelle, à marée basse, découvre une plage de sable. Du sommet de la falaise (7 m) jus-

qu'à la montagne, une plage ancienne de sables et graviers coquilliers recouvre une surface d'abrasion. Elle est peu accidentée, sans gradins ni cordons individualisés. Son altitude moyenne avoisine 25 m.

Elle est découpée en longues lanières par les ravins qui descendent des versants voisins. Il n'y a pas de continuité totale dans le réseau hydrographique. Le versant est parcouru de rigoles qui canalisent les eaux de fonte nivale. Ces rigoles aboutissent à des cônes d'éboulis de pied de versant où les eaux s'infiltrent pour réapparaître ensuite sur la plateforme. Ces ruisseaux temporaires ont pour effet d'abaisser le niveau du permafrost ; les interfluves, longues lanières couvertes de sables et de galets marins, sont ainsi bien égouttés et, par là-même, protégés des effets du gel ce qui expliquerait leur bonne conservation.

Au pied du "Mont 390" la plage soulevée vient se terminer contre un cordon de galets, très redressé, haut de 40 m.

3.1.1.2 - Un escalier de plages soulevées : Leinstranda (fig. 6-8)

Entre la rivière Traudalen et la lagune située au sud de la rivière Åmdalen, les accumulations littorales prennent un grand développement et les falaises, devenues mortes, sont séparées de la mer par une zone basse de cordons et de loc'h. Il y une certaine correspondance entre les formes actuelles et les formes anciennes puisque c'est aussi le secteur où les accumulations soulevées sont le mieux développées.

La falaise morte est surmontée d'une plage ancienne de sables et graviers coquilliers. En arrière, se développe un beau système de cordons étagés. Ils sont coupés par les ravins fortement encaissés qui descendent des versants voisins ; les altitudes des cordons ne se raccordent pas toujours exactement de part et d'autre de ces ravins.

Les caractères dominants sont les suivants :

- Niveau le plus continu : 25 m.
- Niveau continu le plus élevé : 42-47 m.

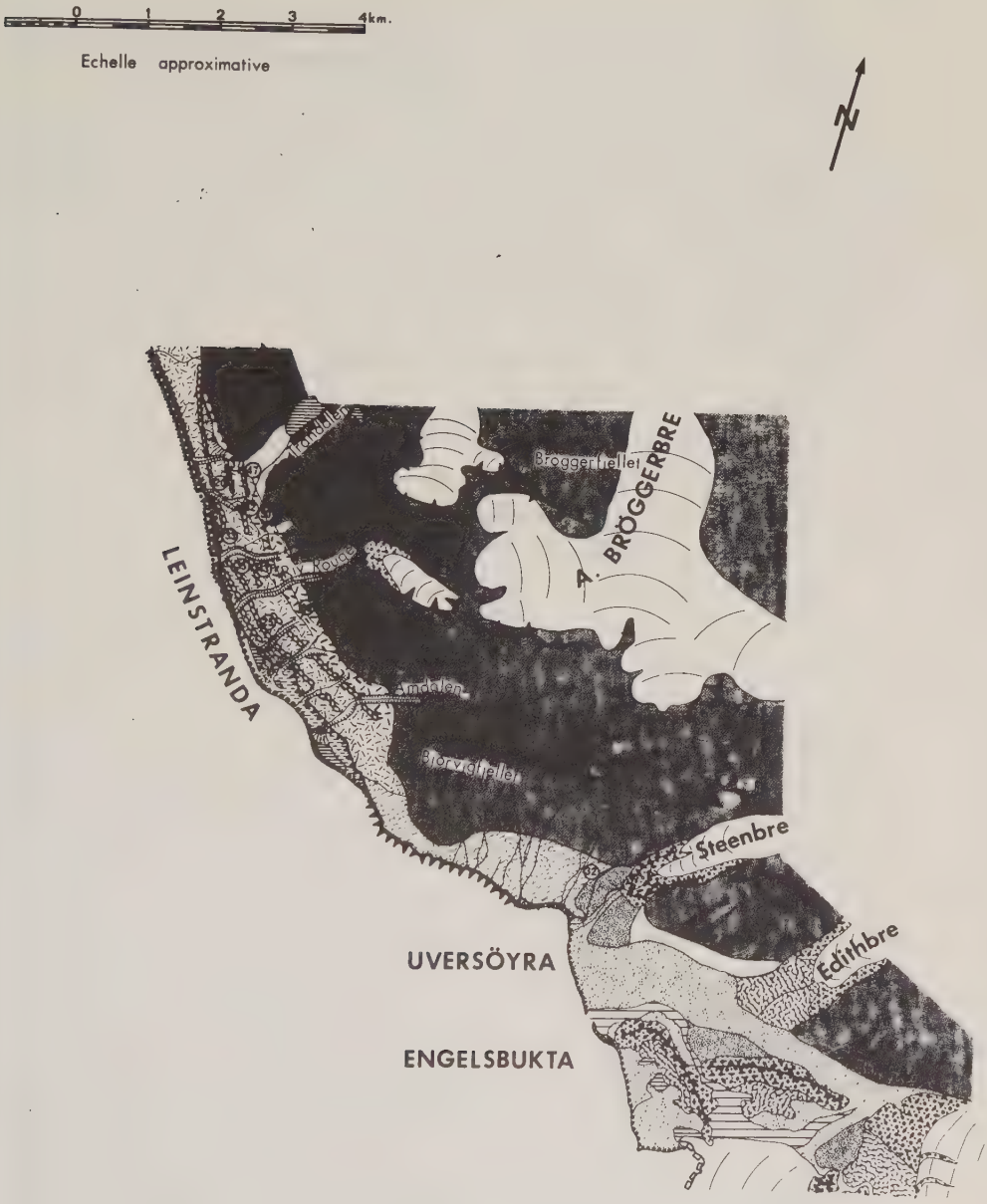


Fig. 6.8. LEINSTRANDA

- Niveau dont il ne reste que des lambeaux : 50-54 m.
- Niveau qui présente quelques traces marines sous forme de placages sur une terrasse rocheuse : 60-62 m.

Vers le Sud-Est (comme vers le Nord), le système se simplifie en se rétrécissant. Au Sud de l'Åmdalen les cordons sont de moins en moins marqués et c'est une plage unique à galets qui descend progressivement d'une soixantaine de mètres jusqu'au niveau de la mer. La couverture de plage est d'ailleurs peu épaisse sur le substratum rocheux aplani.

3.1.2 - La côte Nord-Est du Brögger (ou la rive méridionale du Kongsfjord)

De Kongsfjordneset à Brandalpynten le strandflat de Kvadehuk se prolonge sous forme de banquette (fig. 6-4).

3.1.2.1 - La simple banquette à couverture de plage

Près de l'embouchure de la rivière Scheteligelva, les grands cordons concentriques du strandflat de Kvadehuk sont recoupés par la falaise qui reste vive jusqu'à Brandalpynten, bien qu'une plage découvre à son pied, à marée basse. La plage fait défaut au niveau des caps (exemple Kongsfjordneset) taillés dans le calcaire où la falaise est plongeante, creusée de grottes et caractérisée par un profil à visor. La partie inférieure des falaises est rocheuse, mais, qu'elles soient de grès ou de calcaire leur partie supérieure est formée de matériel de plage (sables et graviers coquilliers). La plage ancienne monte d'une dizaine ou d'une vingtaine de mètres au sommet de la falaise actuelle jusqu'à une cinquantaine au pied de l'abrupt Stuphallet, à la base duquel on a trouvé des galets marins ; ceci renforce l'interprétation de l'abrupt comme falaise morte. Même si le contact entre la banquette et la zone intérieure n'a pas toujours cette vigueur, il se fait avec assez de netteté pour qu'on puisse penser que la falaise morte se poursuit vers l'Est. Un cordon accidente quelque peu la plage ancienne qui,

par ailleurs, est découpée par les ravins qui descendent du haut plateau intérieur et qui, incapables de rattraper le soulèvement isostatique du continent, restent perchés à 1,50 - 2 m au-dessus de la plage actuelle. Certaines de ces vallées suspendues sont des "valleuses" alimentées seulement à la fonte des neiges. Donc, par suite du soulèvement ou du recul de la falaise, ou encore des deux à la fois, les petites rivières n'ont ni le temps, ni la force de se raccorder au niveau de base. Seule la rivière la plus importante, Scheteligelva, rejoint la mer par une vallée creusée en véritable petit canyon.

3.1.2.2 - Une zone à caractères marins estompés

Dans la région située entre Brandalpynten et Ny-Ålesund règne une assez grande confusion. En effet, les témoins de surfaces d'abrasion marine ou de cordons anciens ainsi que de surfaces substructurales sont plus ou moins recouverts de dépôts périglaciaires cryoturbés. Les versants cryonivaux y sont modelés en replats qui présentent quelque analogie avec les replats goletz.

Les vallums morainiques du Mörebre et du Bröggerbre sont très démantelés et, en avant, ont été construites des plaines d'épandage fluvio-glaciaires anciennes, découpées en lanières et perchées au-dessus des sandur actuels. Ces plaines d'épandage se resserrent vers l'aval au passage d'affleurements rocheux qui sont des falaises mortes.

Une falaise morte forme le troisième côté de la pointe triangulaire Brandal. Elle est surmontée d'une terrasse qui porte du matériel de plage (sable et graviers), cryoturbé et partiellement colonisé par la végétation.

3.1.3 - Les banquettes de la rive orientale du Krossfjord

De l'aval vers l'amont, la banquette de strandflat suit le fjord de façon continue. La montagne est très proche de la côte, aussi la banquette est-elle étroite. D'ailleurs, elle s'atrophie de plus en plus vers l'amont.

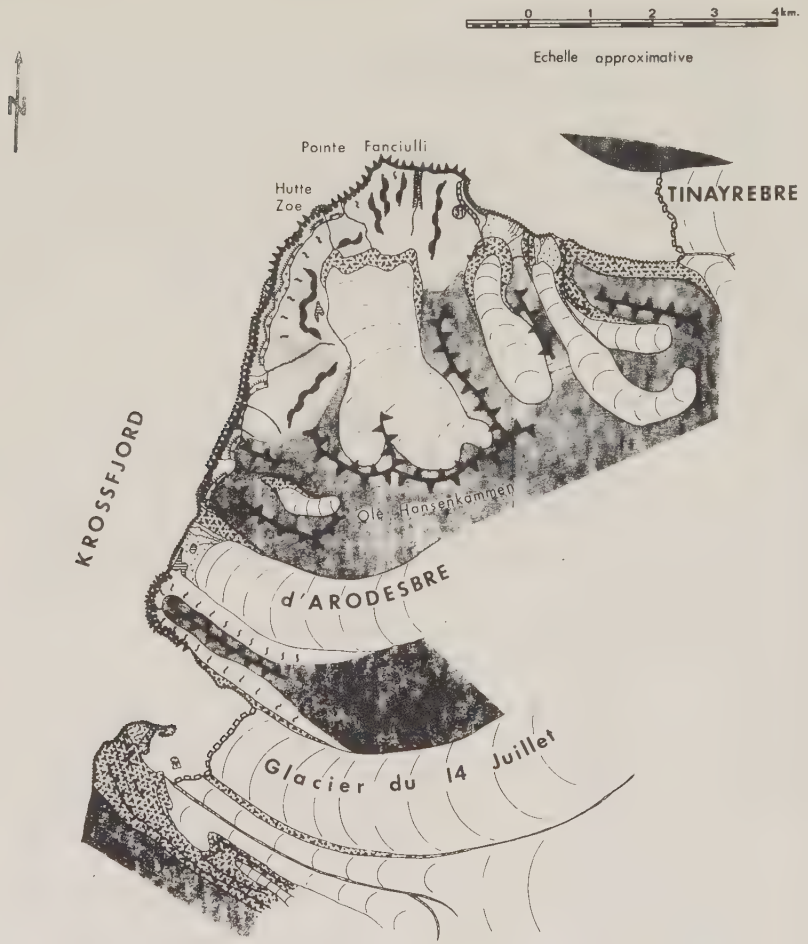


Fig. 6.9. Rive Est du KROSSFJORD

3.1.3.1 - Entre le glacier du 14 juillet et la Pointe Fanciulli (fig. 6-9)

La côte est faite de falaises rocheuses, peu élevées (4 à 6 m) et bordées d'une plage étroite qui découvre à marée basse. Aplanies en surface, ces falaises sont surmontées d'une couverture de plage soulevée. On retrouve donc la succession la plus fréquente le long des rives du fjord : plage actuelle au pied d'une falaise surmontée d'une plage ancienne.

La banquette n'a que quelques centaines de mètres de large et, au-dessus, il n'y a plus rien de caractéristique : à peine quelques gradins secondaires et indécis, et tout de suite au-dessus un versant rocheux structural, puis les versants montagneux.

3.1.3.2 - Entre le glacier Tinayre et le glacier Mayer : une banquette de strandflat de plus en plus atrophiée (fig. 6-10)

Le littoral se simplifie :

- une petite falaise rocheuse de micaschistes, haute de 3-4 m.
- un étroit cordon littoral la borde à marée basse. Il est constitué essentiellement de graviers mêlés à des galets mal façonnés. Les gros blocs, issus des moraines ou tombés du versant montagneux, restent sur l'estran. Dans ce milieu si peu marin, la mer continue à mettre en place des formes marines mais le modelé est très médiocre.
- sur la plateforme d'abrasion du sommet de la falaise, donc vers 3 ou 4 m, est posée une plage soulevée. Mais cette banquette de strandflat est très étroite (quelques dizaines de mètres).

On peut noter un replat de versant vers 40 m. Il est formé d'énormes blocs anguleux de micaschistes et semble avoir fait obstacle à l'éboulis qui, en arrière, couvre le flanc de la montagne et s'arrête net à son niveau. Il présente une grande analogie de formes avec les replats d'une cinquantaine de mètres décrits à l'île du Prince Charles La photographie aérienne montre encore des replats de ce type sur la rive gauche du Kollerfjord. Les replats de versants, situés vers 40 ou 50 m sont une forme très répandue.

Fig. 6.10. KROSSFJORD (amont)

3.2 - Les secteurs d'interférence entre formes glaciaires et niveaux marins

Plusieurs glaciers, à front marin, précédés ou non par un petit fjord se jettent dans le Krossfjord et sur la rive Nord du Kongsfjord. Il est remarquable de constater que la richesse en niveaux marins d'altitudes variées coïncide avec la proximité des vestiges de moraines latérales et frontales de ces glaciers affluents.

3.2.1 - La presqu'île Tönsneset (fig. 6-6)

Cette petite presqu'île est un lieu privilégié où sont rassemblés plusieurs niveaux anciens de faible étendue.

3.2.1.1 - Le passage du strandflat du Cap Guissez à cette presqu'île

La zone littorale est réduite au maximum car les versants montagneux de l'Ollsönfjellet (912 m) sont très proches de la côte. Le strandflat du Cap Guissez se termine quand la falaise morte (45 m) arrive à la côte. A partir de cet endroit jusqu'à la presqu'île de Tönsneset, la falaise est vive, verticale et très élevée (une quarantaine de mètres). Elle est entaillée par les ravins des petits cours d'eau qui dévallent de la montagne ou des petites langues glaciaires suspendues.

Le versant montagneux est très proche de la côte pour que des littoraux soulevés, de quelque ampleur que ce soit, aient pu se développer. Pourtant, on retrouve le gradin continu d'une centaine de mètres de haut, noté au Cap Guissez. Mais on peut l'interpréter simplement comme un ressaut de nature lithologique dans les calcaires de l'Hecla Hoek.

3.2.1.2 - Le littoral actuel

Des cordons en arc de cercle, formés de sable et de galets

relient entre eux des écueils de calcaire. Ils jouent un rôle de barrage pour les eaux qui stagnent dans des marécages ou s'accumulent dans des loc'h.

Chaque écueil domine la mer par des falaises vives où s'exerce une érosion marine efficace. L'excellent façonnement des galets témoigne aussi de la vigueur de cette action alors qu'on s'attendrait à des formes marines plus atténuées dans cette zone abritée du fjord. Il est vrai que la mer dispose d'un matériel meuble abondant dans la moraine latérale-frontale du glacier Blomstrand.

3.2.1.3 - Les niveaux marins soulevés

Ils reproduisent à une altitude supérieure les traits du rivage actuel : même disposition des cordons appuyés sur des écueils et barrant des loc'h. Les écueils sont très gélivés ; le calcaire se débite en plaquettes et parfois en fines lamelles.

Les niveaux les plus nets sont les suivants :

- à 12 m, un cordon de galets à pente externe très abrupte, amarré à deux écueils de marbre.

- de 12 à 20 m, une plage qui monte vers l'intérieur par une pente assez marquée. Une coupe permet d'évaluer à 9 mètres l'épaisseur du matériel meuble qui la constitue.

Dans la partie Ouest de la presqu'île, on découvre des rivages plus élevés :

- un grand cordon de galets à 25 m.

- en arrière, un autre qui atteint 39 m. Tous deux sont traversés par une vallée en gorge qui permet d'observer en coupe les galets et graviers dont ils sont formés. Ce système est sans doute à rapprocher du cordon de 32 m du Cap Guissez.

à 63 m commence une très belle plage qui s'élève doucement jusqu'à 73 m. C'est le dernier témoin marin ; elle s'appuye directement sur le versant montagneux et est couverte de sols polygonaux. Mais, la régularité de ses formes en fait incontestablement une plage, bien que le façonnement des galets soit médiocre. D'ailleurs, le sable grossier, abondant, est un matériel marin.

3.2.1.4 - L'interférence entre les phénomènes littoraux et glaciaires

Le recul du glacier du Blomstrand se manifeste à la fois par une diminution de longueur et d'épaisseur. La paroi rocheuse de la vallée, usée par le frottement de la glace, est mise à jour par l'abaissement de la surface du glacier. L'ancienne moraine latérale-frontale a laissé ses traces au-delà du front de glace actuel, d'une part sur de petits îlots en mer, et d'autre part sur la face orientale de la presqu'île Tönsneset. La moraine, par endroits, y surmonte des formations littorales. C'est la preuve d'une avancée temporaire assez récente du glacier. L'abondance des matériaux morainiques, matière première offerte à l'action de la mer, a été certainement un facteur favorable à la formation d'accumulations marines diverses.

3.2.2 - Niveaux marins et moraine gauche du glacier du 14 juillet (fig. 6-6)

Le glacier du 14 juillet est bordé, sur la rive gauche, par une moraine latérale-frontale d'une ampleur considérable. Le glacier est en position de retrait par rapport à cette moraine que la mer tend à remanier en flèche à pointe libre. Accolés à la moraine, toute une série de niveaux marins anciens se sont conservés :

- à 22, 25 m : une plateforme d'abrasion tranche le sommet de la haute falaise vive, très abrupte, entaillée dans des schistes plissotés très sensibles à la gélivation. Elle est recouverte d'une mince pellicule de dépôt de plage ancienne. La moraine la surmonte par endroits, preuve d'un stade d'avancée du glacier postérieur à l'établissement du niveau marin.

- à 32, 36 m : un long cordon de galets se déroule depuis le Cap Guissez. Accidenté de gradins aplatis, il est plaqué contre le pied d'un grand abrupt rocheux qui est vraisemblablement une falaise morte.

- 45 m est l'altitude moyenne du pied de cette falaise morte dont le sommet atteint des hauteurs variées (jusqu'à 70 m). La conti-

nuité de la falaise est remarquable ; c'est elle que l'on retrouve au Cap Guissez.

- au-dessus s'échelonnent des gradins irréguliers, hérissés d'écueils dont la présence a influé sur le tracé des dépôts de plage retrouvés par lambeaux à 56, 90 et 106 m. Le plus élevé a été repéré à 121 m ; les galets y étaient fort bien conservés.

Il semble que ces témoins de rivages anciens se sont trouvés dans une situation privilégiée, à l'abri de la moraine qui les a protégés d'une dissection ultérieure par ruissellement.

3.2.3 - La pointe Fanciulli

C'est une haute pointe rocheuse à falaises et niveaux marins soulevés et atrophiés (fig. 6-9).

Il est exceptionnel de trouver une pointe rocheuse, élevée en avant des glaciers. En général, les glaciers à front continental sont séparés de la mer par une basse zone d'épandage fluvio-glaciaire remplissant leur ancienne vallée ou par un strandflat. Ici, les petits glaciers restent suspendus en arrière de la pointe dont le sommet atteint 54 m.

La descente vers la mer est accidentée par des gradins d'origine mal élucidée. Certains peuvent être des encoches marines, d'autres sont cryonivaux, développés à partir d'une plaque de neige. Les falaises vives de 14 m de hauteur sont taillées dans des micaschistes et découpées d'échancrures multiples correspondant à des failles ou à des zones diaclasées. L'attaque marine semble très facile dans ce type de roche et la falaise est précédée de pinacles dégagés par l'érosion. Cette côte à hautes falaises rocheuses (10 m) se poursuit jusqu'au glacier d'Arodes. Dans les quartzites, la mer, exploitant des failles, creuse des grottes. Cependant les falaises ne sont plongeantes qu'à l'extrémité de la pointe ; de part et d'autre, elles restent abruptes, mais, à marée basse, elles sont bordées d'une étroite plage.

Les niveaux marins soulevés se retrouvent de part et d'autre de la pointe mais ne prennent jamais un grand développement :

Sur la rive méridionale du Fjord Tinayre, les moraines frontales des petits affluents anciens du Glacier Tinayre ainsi que les restes du complexe terminal de celui-ci sont remodelés actuellement par la mer en cordon littoral dans une petite anse. C'est à ce niveau, qu'en montant vers l'intérieur, on rencontre une succession de gradins à 9, 31, 38, 40 m qui ont l'allure de cordons marins bien que les galets soient peu émoussés. Cette dernière remarque n'est pas un argument contre l'origine marine car les galets du cordon actuel présentent la même médiocrité de façonnement, normale dans un secteur de fjord très abrité.

Sur l'autre face de la pointe, vers la hutte Zoé, on a noté :

- un premier cordon à 33 m, que l'on peut assimiler au cordon de 31 m.
- un deuxième cordon à 39 m assimilable au cordon 38-40 m.
- un troisième à 51-52 m.
- enfin, à 59 m, une accumulation de blocs anguleux qui ne présentent plus aucun caractère marin.

Quelques micro-accumulations se sont mises en place, soit au débouché des torrents, soit au niveau des rentrants de la falaise. D'après la direction des accumulations, il est évident qu'une dérive longe la côte du Nord au Sud, transportant du matériel issu des moraines et de l'attaque des falaises et le déposant en une plage étroite. Dès qu'un rentrant de la côte se présente, les accumulations prennent une certaine ampleur. Les formes sont généralement banales, sauf une qui est très curieuse, près de la butte Zoé et qui sera étudiée au chapitre 10 (fig. 10-6).

3.3 - Effacement des caractères marins sous les influences périglaciaires ou fluvio-glaciaires

Quand les apports proglaciaires sont surabondants ou quand la gélivation et la solifluxion sont très actives, il arrive que les caractères marins soient discontinus et dégradés.

3.3.1 - Autour de l'Anse de Bouréèneset (fig. 6-7)

La région de Bouréèneset est une zone basse, envahie par la solifluxion. Cependant, les témoins marins retrouvés autour de l'anse sont la preuve d'une occupation par la mer plus étendue qu'actuellement.

3.3.1.1 - Les témoins marins et la solifluxion

Au Sud-Ouest de la flèche de fermeture de la baie, le cordon actuel est doublé par une formation ancienne (12 m au dessus de la mer). Elle est formée de rides aplaties qui descendent vers la lagune depuis un niveau d'une vingtaine de mètres d'altitude où s'encaisse un lac.

En amont du lac, on retrouve le cordon de 26, 27 m, déjà signalé le long de la côte entre Bouréèneset et Mitra.

Les deux derniers gradins, 36 et 46 m, présentent des caractères marins atrophiés.

Quand on s'éloigne vers le fond de l'anse, les caractères marins ne disparaissent pas, mais ils sont estompés ou incertains. Un abrupt descendant par gradins entoure toute la zone basse. Il est possible que son origine soit tectonique et que la lagune soit le résultat d'un effondrement. La tendance à un affaissement, se continuant actuellement, pourrait expliquer l'invasion par la mer du secteur Nord de la lagune (polygones envahis). Mais il est incontestable aussi que l'abrupt a marqué, à un certain moment, les limites de la lagune, car on y retrouve des traces de cordon marin (27 m) malgré les perturbations causées par la solifluxion. Au pied de cet abrupt, une "plage" en pente douce descend vers la lagune. On hésite un peu à utiliser le terme de plage car, les galets sont faiblement émoussés et moins abondants que les pierrailles éclatées par le gel. D'ailleurs, la solifluxion empâte l'ensemble.

Vers le Nord et le Nord-Est, on retrouve le cordon de 27 m. Les formes marines sont ici plus nettes que sur la face SW, sans doute parce qu'au moment de leur mise en place, elles étaient plus exposées

aux actions de la mer ; en l'absence de la grande flèche de fermeture la houle de SW les abordait de plein front. Le cordon va d'écueil en écueil, barrant par endroits d'anciens loc'h. Derrière certains écueils, s'entassent des accumulations en queues de comètes. Tout le système se termine au Cap Bouréeneset contre un abrupt rocheux qui a des caractères de falaise morte.

3.3.1.2 - Le Cap Bouréeneset

Il est bordé, du côté de la lagune, par une plateforme de 5 m d'altitude taillée dans les micaschistes et recouverte d'un placage caillouteux. Cette plateforme qui a tous les caractères d'une surface d'abrasion marine soulevée, subit actuellement une attaque marine rapide et efficace le long des falaises très gélivées qui s'éboulent par pans entiers. Un estran rocheux s'est ainsi développé au pied de la falaise qui, dans son recul rapide, a provoqué la mise à jour de cercueils dans lesquels les cadavres semblaient relativement récents.

Une plage est plaquée contre la falaise, dans un rentrant. Les gradins de marée sont peu marqués, mais la partie supérieure du cordon se redresse brusquement*. Le matériel est d'origine locale : ce sont des galets de micaschiste peu émoussés. Il est vrai que cette roche se prête mal au façonnement.

La face du Cap Bouréeneset tournée vers le Krossfjord est rocheuse et élevée. Les falaises qui commencent dans les micaschistes avec 6 mètres de hauteur prennent de plus en plus d'ampleur. Le tracé d'ensemble est massif ; cependant, la gélivation, intense dans ce type de roche, favorise l'action de la mer qui profite aussi de la moindre diaclase pour y creuser une encoche, une grotte, une petite crique. Ainsi la falaise qui atteint vite 12 m est-elle découpée en pinacles, en écueils.

Les hauteurs se rapprochent de la côte et les traces de formes marines anciennes s'effacent rapidement. Après un secteur enfoui sous les coulées de solifluxion, on suit bien, pendant un certain temps, un replat régulier de 30 mètres d'altitude environ, mais il est recouvert de blocs anguleux et on n'y trouve pas trace d'éléments marins. Origine structurale ? - Replat de versant ? - Il est difficile de trancher.

---

* C'est un caractère général, observé sur tous les cordons au Spitsberg.

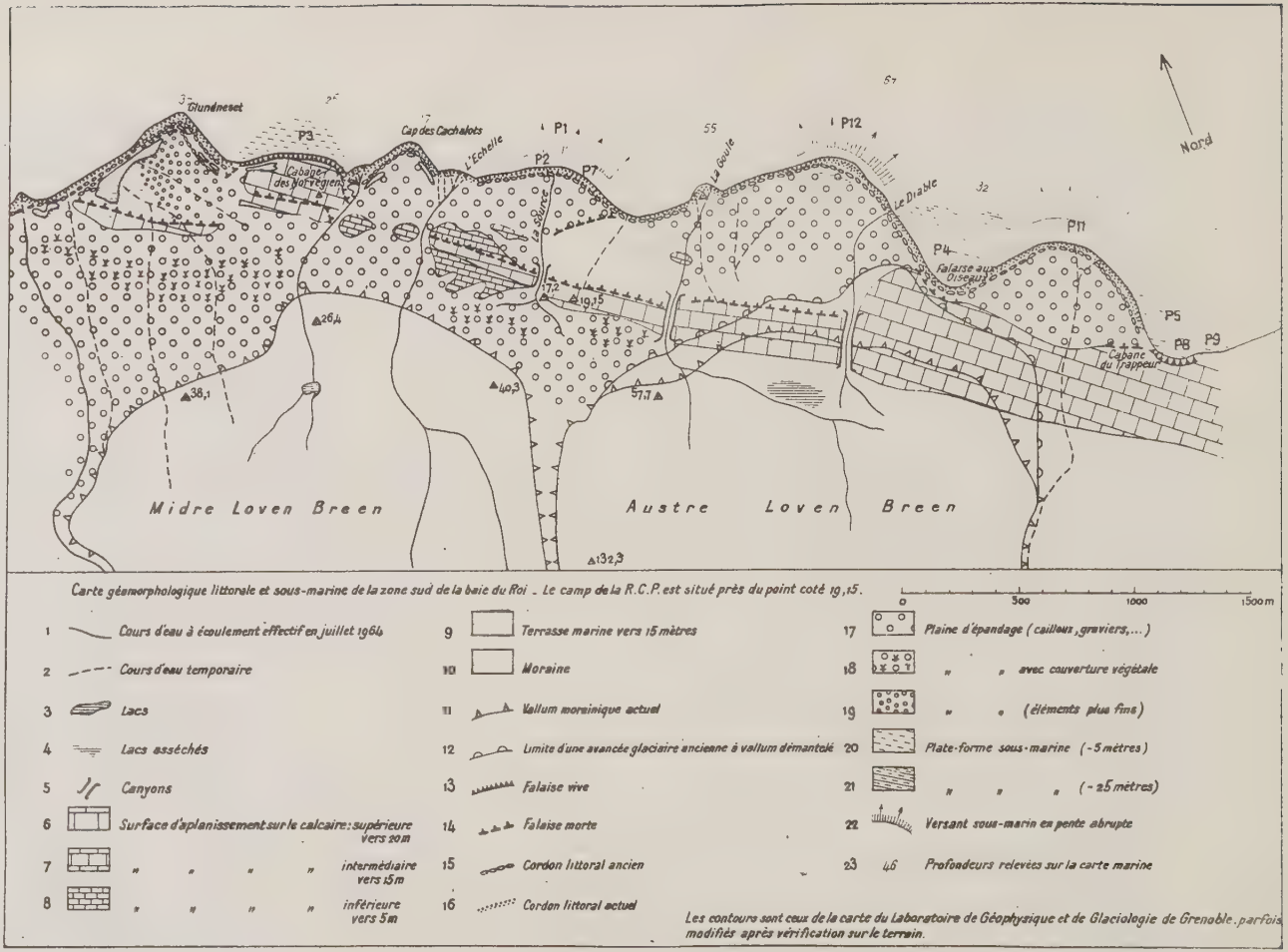


Fig. 6-11 - Entre Ny Ålesund et le Glacier du Roi.

3.3.2 - Un ensemble fluvio-glaciaire d'où émergent des terrasses marines (région de la Base Française) (fig. 6-3 et fig. 6-11)

Entre Ny Ålesund et le glacier du Roi, les trois glaciers Loven et le glacier Pedersen se terminent assez loin du littoral. En avant d'imposants vallums morainiques, la zone proglaciaire se dispose en bandes grossièrement parallèles au rivage. Les terrasses marines se trouvent comprises entre deux zones d'épandage fluvio-glaciaire (un sandur "interne" et une zone de deltas).

3.3.2.1 - Le "sandur interne"

Dès la sortie du bourrelet morainique, les lits torrentiels cessent d'être définis et se subdivisent en nombreux cours secondaires, plus ou moins anastomosés. Les torrents changent souvent de lits ; des cours abandonnés, des eskers sillonnent cette zone d'épandage, façonnée sans cesse par les eaux de la fonte, occupée par des lacs temporaires chaque fois que l'écoulement à travers la barre calcaire en aval se trouve gêné par des bouchons neigeux. Les matériaux charriés, d'origine morainique, sont hétérogènes et mal classés. Les zones actives du sandur encerclent des îlots un peu plus élevés de sandur ancien, délimités par des microfalaises verticales, colonisés par une maigre végétation de toundra.

Le matériel de la nappe, sans cesse en mouvement, peut provoquer une certaine érosion de la roche en place et un étalement des débris qui, dans toute autre condition d'écoulement, rappellent les glacis de piémont et les plaines d'érosion latérale des pays arides et chauds (Joly, 1970).

3.3.2.2 - Les terrasses marines

En aval du sandur, s'étendent des plateformes étroites et allongées qui présentent des caractères de surfaces d'abrasion ou de terrasses d'accumulations marines.

Une barre calcaire à Cyatophyllum du Carbonifère supérieur affleure avec un pendage SW. La carte géologique d'Orvin la mentionne jusqu'à la ligne de failles du rivage. Trois aplanissements, surfaces d'abrasion marine vraisemblablement, se distinguent sur cette bande calcaire :

- la plus élevée (19,15 m près du camp) s'élève légèrement vers l'Est où elle dépasse 20 mètres. Cette haute barre, véritable ossature du paysage, est entaillée par les canyons des ruisseaux : la Source, la Goule, le Diable, mais aussi par de petites cluses sèches, poins profondes que les canyons. Elles ne fonctionnent qu au début de l'été, lorsqu'un bouchon de neige durcie obstrue les canyons. Après la fonte, les eaux reprennent leur cours principal.

- une deuxième surface (15 m) beaucoup moins étendue, borde la haute surface autour de la "cabane des Norvégiens". Son altitude correspond à celle de la terrasse marine de 15 mètres où les coquillages fossiles "Mya truncata" abondent.

- une surface inférieure (5 m) se développe à l'Ouest, entre le ruisseau de la Source et celui de la "cabane des Norvégiens". Vers l'Est, on la repère parfois sous la terrasse d'accumulation marine de 15 mètres. Exceptionnellement, elle s'étend même au Sud de la haute terrasse calcaire, qui devait se présenter comme une île surgissant de la mer qui construisait cette basse surface.

Les calcaires réapparaissent dans les îles, comme Prins Heinrichöya (Ile du Prince Henri), puis dans la presqu'île de Ny-Ålesund.

Ces surfaces étagées -surfaces d'abrasion ou terrasses marines- sont séparées les unes des autres par des falaises mortes, de même aspect que les falaises vives actuelles.

Les surfaces calcaires, malgré leur tapis de cailloutis (le calcaire, très gélif, se débite en petites plaquettes) sont colonisées par une végétation rase : mousse, lichens, saxifrages, tout comme les terrasses d'accumulation accidentées de polygones de toundra et de thufurs et comme les zones d'épandage.

3.3.2.3 - La zone d'épandage des deltas

Le caractère le plus frappant de la zone littorale de la rive sud de la baie du Roi est le développement extraordinaire des zones d'épandage : soit en arrière de l'affleurement calcaire, soit en avant de celui-ci, sous forme de vastes deltas aplatis recouvrant la terrasse marine inférieure.

La mauvaise canalisation des eaux, les changements de tracé des chenaux d'écoulement d'une année à l'autre expliquent, qu'en 1964 notamment, le tracé des cours d'eau ne présente aucun rapport avec les deltas qui ne seraient peut-être que le résultat de l'écoulement diffus du début de l'été.

En juillet 1964 :

- Le delta de la "cabane du Trappeur" est parcouru dans son axe par un chenal à sec débouchant dans un lac asséché. L'ampleur du delta et l'empreinte de la vallée sèche témoignent de l'abondance des eaux charriées autrefois par cet émissaire du flanc Est du glacier Austre Loven. L'abandon du drainage vers l'Est, au profit du ruisseau du Diable pourrait être consécutif au retrait du glacier Loven.

- Un lac asséché occupe l'extrémité du lobe du delta du Diable. Il a 465 m de large, 365 m entre le canyon et la mer, des pentes faibles (3º dans le sens longitudinal et 1º dans le sens transversal), H. Vivian (1964).

En été 1964 l'embouchure du ruisseau se trouvait détournée vers l'Est par rapport à l'écoulement noté en 1963 par H. Vivian.

Le delta du Diable semble déjà fossile, la Goule paraissant l'emporter sur le Diable. Une capture partielle temporaire s'est produite pendant l'été 1964 : un bouchon de neige et de glace dans le canyon gênant l'écoulement du Diable, la Goule a accaparé une partie de l'aire de drainage du Diable ; charriant d'énormes quantités de matériaux, elle a pu approfondir son canyon et construire à son embouchure un embryon de delta, signe de sa vitalité.

- Le delta de la Source progresse moins que les autres deltas du fjord. Il étonne par son ampleur, eu égard à la médiocrité du ruisseau de la Source. Peut-on y voir l'oeuvre ancienne d'un émissaire draînant le flanc Ouest du glacier Austre Loven d'importance analogue à l'ancien émissaire du flanc Est ? Dans cette région les changements sont rapides : H. Vivian (1964, p. 286) signale la disparition de filets d'eau, notamment celle du ruisseau du Camp, dans son cours aval ; nous avons, au contraire, observé en 1964 un cours d'eau fonctionnel, aboutissant à un petit étang de barrage.

- Le littoral, contrairement à ce que nous avons pu observer habituellement le long des fjords, est généralement bas et alluvial, résultat du remaniement des alluvions deltaïques. Les falaises n'occupent que des secteurs limités.

4 - ATROPHIE OU ABSENCE DES STRANDFLATS

Les collines de calcaire et de marbre de la presqu'île de Blomstrand présentent des faits originaux qui se retrouvent, mais avec une ampleur et une netteté atténuées, dans le secteur de collines au pied du Björvigfjellet (Engelsbukta).

4.1 - La presqu'île du Blomstrand (fig. 6-12)

4.1.1 - La morphologie générale

La presqu'île du Blomstrand (longue de 6 km et large de 4 km), qui culmine à 369 m se présente en fait à la manière d'une île entourée par la mer, à l'exception d'un court secteur où la glace la rattache au continent, au niveau de la diffluence entre les deux branches du glacier Blomstrand.

Elle est formée de roches appartenant à l'Hecla Hoek (Orvin, 1936). Ce sont des calcaires, parfois des marbres, roches dures qui

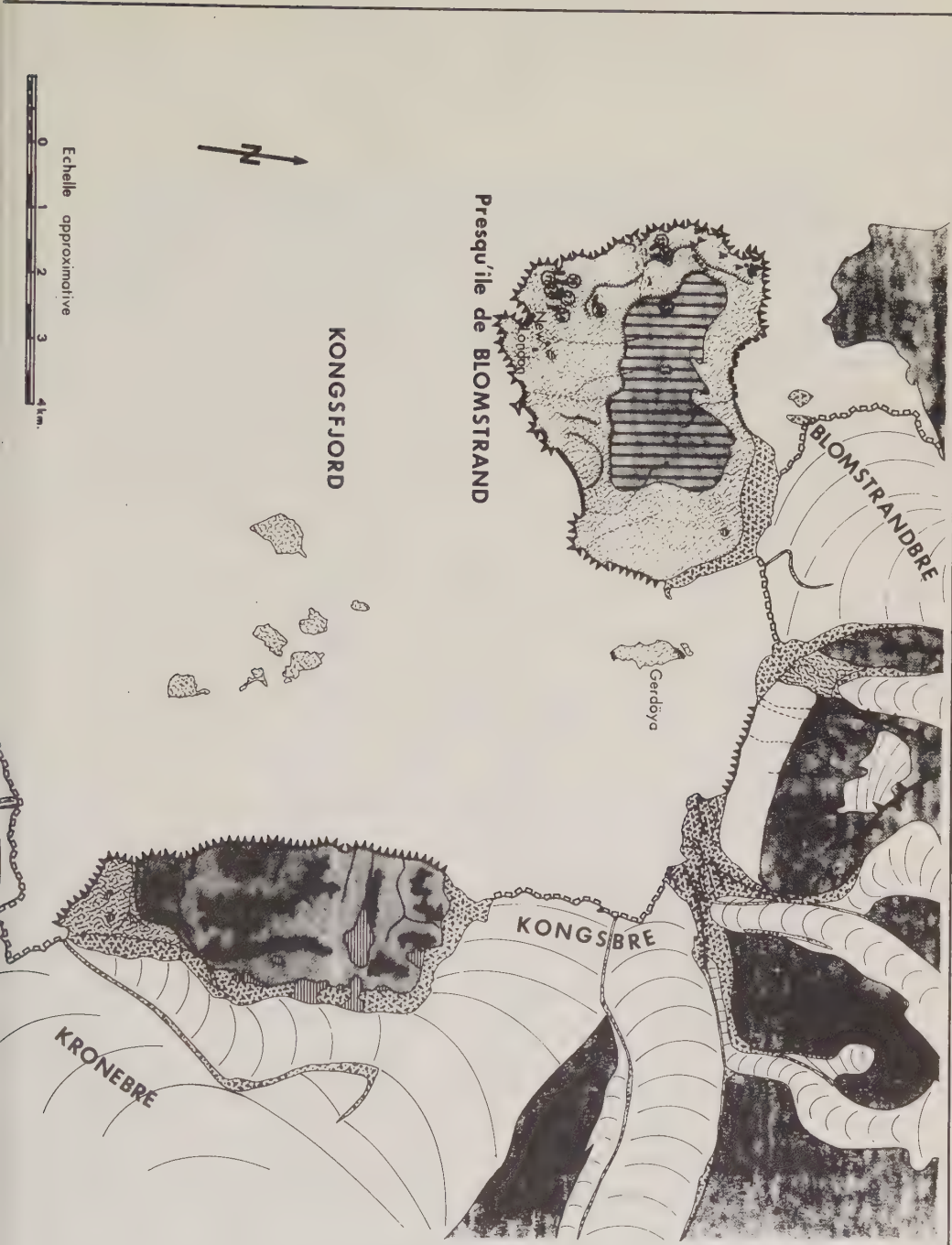


Fig. 6.12. La région du BLOMSTRAND

ont fait office de verrou, barrant la vallée d'écoulement du glacier du Roi en période de maximum glaciaire. La lithologie est responsable du médiocre développement du strandflat, bien que, par ailleurs, les traces de l'action marine ne fassent pas défaut. Les cordons de galets, perchés à diverses altitudes, sont même remarquablement bien conservés. Les calcaires comme les marbres sont affectés de nombreuses cassures responsables d'une morphologie de détail complexe, en particulier au niveau du littoral.

L'allure moutonnée suggère que les collines furent affectées par le passage du glacier. Nous avons d'ailleurs rencontré de nombreux blocs erratiques de grande dimension (micaschiste et gneiss). Hoel (1914) rapporte qu'il a trouvé des blocs erratiques jusqu'au sommet de la presqu'île. Actuellement, ces roches dénudées sont soumises à une gélivation intense et sont partiellement recouvertes de nappes de pierrailles.

En opposition avec la nudité et la sécheresse des croupes, les vallées encaissées, occupées par des ruisseaux permanents ou temporaires, sont caractérisées par un remblaiement argileux de solifluxion remaniant du matériel morainique et parfois des galets marins.

J. Corbel (1957) a trouvé dans cette presqu'île de Blomstrand les caractères d'un karst. Un karst fossile occupe, dant la partie Sud-Ouest de la presqu'île, la zone la plus basse (en-dessous de 20 m) ; il pourrait dater du Primaire, peut-être immédiatement après la phase de l'Hecla Hoek. Le karst actuel est assez peu développé à cause de l'aridité relative du climat. Les 500 mm de précipitations annuelles tombant sous forme de neige fondant lentement, ou de fins crachins, sont peu propices au développement d'un vaste karst. L'enfoncement des eaux dans le calcaire est limité par l'existence d'un sous-sol perpétuellement gelé. A partir d'un mètre au maximum de profondeur, toute l'eau remplissant les fissures de la roche est gelée. Cette couche est absolument imperméable.

Un micro-karst se développe entre le sol et le pergélisol. Cependant, les formes superficielles sont assez abondantes : lapiez

en forme de rainures rectilignes, en lignes brisées ; fines ciselures à aspect de dentelle d'origine sous-nivale ; coulées de blocaille de gélivation qui empruntent le tracé des lapiez. Il existe aussi de petites grottes. On ne distingue aucune trace de cours d'eau souterrain régulier. La conclusion est que, dans ces conditions climatiques, le développement du karst est limité à un micro-karst superficiel qui présente des lapiez en rainures et ciselures. Le phénomène de dissolution chimique a surtout lieu dans les éboulis, sous la neige ; il est particulièrement important en raison de l'augmentation des surfaces de contacts résultant de la gélivation (Muxart, 1966).

4.1.2 - Les cordons soulevés

Dans les loupes de solifluxion, on a découvert, mêlés à l'argile et aux blocs anguleux détachés de la roche par l'action du gel, des galets marins de petites dimensions (longueur : 20 à 30 mm). On en a noté à 13, 30, 40 et 63 mètres. Visiblement, ils ne sont pas en place, mais proviennent de niveaux supérieurs et ont été entraînés dans les coulées de solifluxion. Bien que nous ne les ayons pas trouvés, on peut donc supposer qu'il y a ou qu'il y a eu des niveaux marins supérieurs à ces altitudes.

Par contre, on a pu étudier des cordons de galets en place, parfaitement conservés dans un couloir dépourvu de rivière où ils se succèdent en escaliers au niveaux 11, 16, 24, 27 et 34 mètres. Les galets sont bien calibrés, de taille moyenne (longueur : 40 à 80 mm).

La baie de New London est bordée par une basse terrasse marine (2 à 5 mètres d'altitude) sur laquelle abondent les débris coquilliers et notamment Mytilus edulis.

4.1.3 - Les falaises sont le trait dominant du littoral

Des falaises calcaires plongeantes occupent la plus grande partie de la côte du Blomstrand. Elles ne sont guère élevées (4, 5 m) et présentent, par endroits, ce profil à visor que nous n'avons ren-

contré que dans les calcaires. Les fractures mises à profit par la mer, favorisent la formation de calanques miniatures et de grottes. Ces falaises doivent évoluer et reculer avec une grande rapidité, car le calcaire, très sensible aux attaques du gel, s'effrite en plaquettes. La mer n'a plus qu'à déblayer un matériel meuble qui lui arrive en grande abondance.

A l'Ouest, une fausse falaise s'élève jusqu'à 50 m de haut. Elle est couverte de coulées de solifluxion renfermant des galets marins mêlés à d'énormes blocs anguleux détachés de la montagne. Le rivage est dans les blocs, de même qu'au Nord-Ouest où la mer vient baigner un entassement de blocs morainiques. On se rapproche ici du glacier et le matériel morainique vient même recouvrir du matériel marin (preuve maintes fois relevée d'une avancée récente du glacier).

Les plages sont presqu'inexistantes. Quelques unes, de dimensions réduites, se nichent au fond des petites anses où débouchent des cours d'eau : plages de sable bordées dans leur partie interne, par des cordons de galets en plaquettes, mal émoussés.

4.2 - Les collines à replats, au pied du Björvigfjellet (fig. 6-8)

Entre Leinstranda et Uvêrsöyra (Sud-Ouest de la presqu'île de Brögger), avec l'affleurement à la côte des roches de l'Hecla Hoek, la topographie se transforme totalement. Les marbres et les quartzites remplacent les calcaires et les grès du permo-carbonifère ; il semble bien que la dureté de ces roches soit un obstacle au façonnement de surfaces d'abrasion marine. En arrière du littoral actuel composé d'une haute falaise rocheuse, on remarque quelques gradins qui ne semblent pas être d'incontestables falaises mortes (comme l'indique la carte géomorphologique de F. Joly) mais plutôt des replats-goletz. Le replat-goletz, né sans doute à partir de plaques nivales, recule par gélivation alors que dans sa partie aval s'accumulent les produits de gélivation (Tricart et Cailleux, 1967) auxquels se mêlent d'ailleurs quelques galets. C'est la preuve d'une occupation par la mer ; mais celle-ci a été inapte à marquer de son empreinte ce massif de roches dures, et

le strandflat reste atrophié comme celui du Blomstrand.

4-3 L'absence de banquette sur la rive occidentale du Krossfjord (fig. 6-7)

Le strandflat du Cap Mitra ne se poursuit pas en banquette le long de la rive droite du Krossfjord, contrairement à ce que nous avons décrit pour la rive orientale où la banquette du Cap Guissez se prolonge jusqu'à la terminaison amont du fjord.

Sur la rive occidentale, les témoins marins s'atténuent très vite au Nord du Cap Bourééneset et disparaissent. Il est important de tenter de cerner les causes de l'absence de strandflats car celles-ci peuvent constituer de précieuses indications sur sa présence le long de la rive opposée.

4.3.1 - L'origine est-elle structurale ?

Il semble que non. Ce qu'on connait des grandes lignes de la lithologie ne montre pas pour ce secteur une nature de roches particulière (trop dure ou trop peu gélive) et faisant preuve d'une inaptitude au façonnement en banquette. D'autre part, il n existe pas de longue faille bordière. La tectonique par contre explique que la presqu'île Kong Haakons, bloc soulevé, présente de hauts versants rectilignes au-dessus de la mer.

4.3.2 - L'origine est-elle marine ?

Il est bien évident que cette rive occidentale est plus abritée que celle d'en face exposée aux houles du S.S.W qui entrent dans le fjord et qui, bien qu'atténuées, peuvent déferler avec une certaine violence. En retenant le façonnement marin on accorde à l'action des vagues un rôle exclusif que tous les exemples ne confirment pas. C'est ainsi que dans le Nord de l'île du Prince Charles, le strandflat est beaucoup plus développé sur la rive orientale pourtant relativement abritée ; alors qu'à l'Ouest le strandflat très exposé reste étroit.

4.3.3 - L'origine est-elle glaciaire ?

Nansen (1922) a supposé que la formation du strandflat était postérieure au creusement des fjords puisqu'il se prolonge le long de leurs rives, sous forme de banquettes. Il faudrait alors admettre que dans le Krossfjord une importante réavancée tardive du glacier a détruit la banquette sur la rive droite.

4.3.4 - L'origine est-elle liée au fonctionnement du relèvement isostatique ?

La région du Cap Mitra se serait largement soulevée à l'Ouest (strandflat exceptionnellement étendu) mais pas à l'Est où des mouvements de fléchissement auraient même pu se produire (effondrement du secteur de l'anse de Bouréeneset). La dissymétrie du relèvement isostatique aurait été ainsi préjudiciableau développement d'une banquette le long du Krossfjord.

Toutes ces hypothèses seront examinées en détail dans la discussion concernant l'origine du strandflat (chap. XV).

5 - CONCLUSION

Les roches de l'Hecla Hoek ont connu dans ces régions, comme ailleurs, une histoire très perturbée ; mais leur disposition complexe n'a guère influé sur le développement du strandflat qui recoupe indistinctement des secteurs de lithologie et de structure variées. Cependant, le degré d'aplanissement n'est pas totalement indépendant de la nature de la roche puisque l'on constate que dans les marbres les strandflats restent atrophiés.

De l'arrière-pays montagneux descendent vers la mer des glaciers de vallées qui, à l'exception des mieux alimentés d'entre eux, se terminent avant d'atteindre la côte. De ce fait, la zone basse côtière devient un secteur d'interférence entre phénomènes marins, glaciaires, fluvio-glaciaires et périglaciaires.

Les régions présentées se regroupent autour de la confluence des fjords et du détroit Forlandsund. Sur les trois caps (Mitra, Guissez, Kvadehuk) les strandflats atteignent leur épanouissement maximal alors qu'ils se prolongent sous forme de banquettes le long des rives de ces mêmes fjords. A Kvadehuk, sur le plan incliné qui descend de 70 m environ jusqu'à la mer, s'échelonne toute une série de cordons concentriques, bien conservés, avec leurs étangs de barrage (50, 40, 30, 20 m, actuel). Au Cap Guissez, l'uniformité de la plateforme qui descend vers la mer à partir de la falaise morte de 45 m, n'est interrompue que par un cordon à 32 m. Au Cap Mitra le strandflat prend sa plus belle extension : vaste plateforme rocailleuse ou à couverture de plage, parfois accidentée d'écueils. Les cordons anciens, posés sur la plateforme, se groupent en trois systèmes (vers 15m, 20 - 26 m, 55 m). Le littoral des caps se caractérise en général par la présence d'imposants cordons de galets bien façonnés. Dès que l'on s'en éloigne, le long des fjords, le trait de côte devient une ligne de falaises frangées de plages étroites.

Les strandflats des caps se prolongent sans interruption au bord des fjords sous forme d'une ou de plusieurs banquettes étagées.

Ces banquettes, surfaces d'érosion nivelant la roche, sont généralement recouvertes de dépôts de plage ancienne. Sur la rive orientale du Krossfjord, la banquette ne s'élève guère au-dessus de 10 m alors que l'altitude moyenne est de 25 m pour celle qui prolonge le strandflat de Kvadehuk vers le N-E et vers le S-W.

C'est à Leinstranda que l'étagement des terrasses est le plus net et le plus élevé : 30-35 m, 42-47 m, 50-54 m, 60-62 m.

Certains secteurs d'interférence entre phénomènes glaciaires et marins sont particulièrement riches en témoins littoraux plus ou moins bouleversés par les moraines de poussée. On a noté des cordons ou des plages à 12 m, 25 m, 39 m, 63-73 m à Tönsneset ; et au Sud du Glacier du 14 Juillet des niveaux à 22-25 m, 32-36 m, 45 m, surmontés de quelques hauts témoins à 56 m, 90 m, 106 m, 121 m.

Autour de l'anse de Bourééneset, bien que la solifluxion ait annihilé en grande partie les caractères marins, on repère un cordon assez continu à 26 m. Entre Ny-Ålesund et le Glacier du Roi, ce sont des épandages fluvio-glaciaires qui ont perturbé les caractères littoraux ; il reste cependant des témoins de terrasses marines à 5 m, à 15 m et à 20 m.

Enfin, certains strandflats se sont développés imparfaitement (Blomstrand et Björvigfjellet). Les aplanissements restent médiocres et parfois se présentent davantage comme des replats-goletz que comme des replats marins. Il semble bien que cette atrophie soit à mettre en rapport avec la nature de la roche (marbre).

Mais, lorsque la banquette fait totalement défaut (rive occidentale du Krossfjord), les causes sont difficiles à cerner. Le problème de l'absence de banquette pose le problème de l'origine du strandflat.

Chapitre VII

LES STRANDFLATS DU FORLANDSUND

(côte occidentale du Vestspitsbergen)

Entre Engelsbukta (baie des Anglais) et l'entrée de l'Isfjord, la côte occidentale du Spitsberg fait face à l'île du Prince Charles. Le détroit qui les sépare, le Forlandsund, est suffisamment large pour que le rôle protecteur de l'île soit relativement réduit.

Les strandflats de cette portion de côte forment des unités bien individualisées, séparées par de grands glaciers à front marin : Sarsöyra, Kaffiöyra, Svartfjellstranda, Daudmannsöyra (fig. 7-1).

Ils sont larges de 1 à 5 km et correspondent approximativement à l'affleurement des terrains tertiaires du graben du Forlandsund, alors que la zone montagneuse intérieure est formée des roches de l'Hecla Hoek. Le contact est toujours brusque entre les strandflats et la zone montagneuse. Il se fait sous forme de grands versants, ou bien, au-dessus des terrasses de Sarsöyra et Kaffiöyra, par l'intermédiaire des accumulations morainiques frontales de petits glaciers de type alpin (Tass, Arthur, Cissy, Haaken, Erikka, Waldemar, Irene, Elise, Elvin, Andreas, Oliver). Dans ce cas, les apports proglaciaires ajoutent leur empreinte au paysage des strandflats.

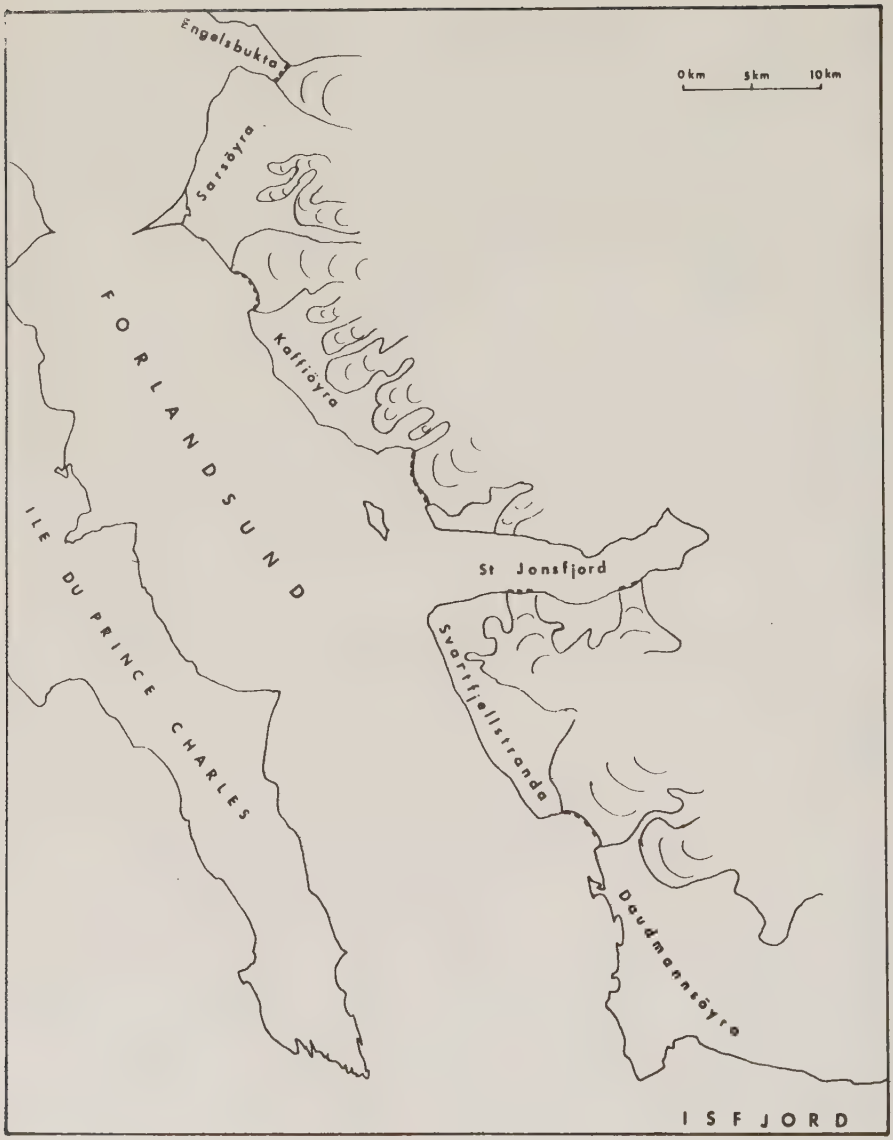


Fig. 7-1 - Localisation des strandflats du Forlandsund.

1 - LE STRANDFLAT DE SARSÖYRA

1.1 - Caractères généraux

Entre Engelsbukta et le grand glacier Aavatsmark s'étend un vaste strandflat (14 km de long sur 5 km de large environ et 18 km au niveau de la pointe Sarstangen), en avant de montagnes d'altitude à peu près constante (Graarud : 685 m, Haaken : 871 m, Mathiesen : 927 m) (fig. 7-2).

Le strandflat couvre un espace correspondant grossièrement à l'aplanissement de roches tendres tertiaires (grès et conglomérats). Cependant, la concordance n'est pas totale puisque la surface déborde sur les roches dures de l'Hecla Hoek (quartzites) vers l'Est et le Nord, au-delà de la grande faille bordière du fossé tectonique du Forlandsund (fig. 2-2).

L'influence lithologique reste d'ailleurs sensible. Le secteur du strandflat qui correspond aux roches tertiaires est parfaitement aplani, tandis que celui qui est taillé dans les roches de l'Hecla Hoek a un modelé particulier de plateforme à écueils. Cette concordance approximative des roches tendres avec l'aplanissement du strandflat rappelle la situation de la partie occidentale du graben, au NE de l'île du Prince Charles.

Le strandflat émergé se prolonge par un strandflat immergé. L'isobathe 20 m, qui en trace approximativement les contours, est à 3-4 km de la côte près de laquelle de nombreux récifs à fleur d'eau émergent des faibles profondeurs.

Si l'allure générale est celle d'une plaine monotone, l'étude détaillée permet cependant de distinguer trois ensembles morphologiques :

- au Nord, une plateforme à écueils
- au Centre, une zone à sandur
- au Sud, un secteur mixte : plages anciennes et dépôts glaciaires.

Fig. 7.2. Le strandflat de SARSÖYRA

1.2 - La plateforme à écueils

Elle s'étend au Nord de Sarsöyra au pied des Monts Kuppelryggen et Alexanderfjellet, sur les calcaires, quartzites et marbres de l'Hecla Hoek.

1.2.1 - Les replats dépourvus de caractères marins

La partie inférieure des versants du Mont Alexander (669 m) est accidentée de replats dont rien ne permet de dire qu'ils sont marins. Ce pourrait être des replats-goletz. Les plaques de neige résiduelle montrent bien que c'est à partir de ces plaques et de la gélivation corrélative que les replats se développent.

Le replat qui longe le flanc Sud du Kuppelryggen est plus continu, mais beaucoup plus complexe. Sa hauteur (50-60 m), sa position au pied des cônes d'éboulis de versants, sa topographie, uniforme vue de loin mais accidentée dans le détail, son matériel très grossier et très hétérométrique, la dépression large de 150 à 250 m qui le sépare du flanc de la montagne, tout l'apparente aux "replats de versants" déjà décrits et dont l'interprétation est assez délicate. Ici, vue la disposition des lieux, l'hypothèse d'une moraine de confluence construite lors d'une phase d'extension glaciaire maximale, à un moment où les glaciers Tass et Arthur rejoignaient le petit glacier situé au Nord n'est pas à exclure. Mais d'autres replats de versants analogues ne peuvent pas être expliqués de cette façon ; c'est la raison pour laquelle il importe de réaliser un bilan général concernant les replats de versant, avant d'émettre des hypothèses quant à leur genèse.

1.2.2 - La terrasse marine à écueils

C'est en contrebas des replats précédents que se rencontrent les plus hautes plages soulevées du secteur. Au pied du Kuppelryggen, un cordon de 30 m d'altitude moyenne (on a mesuré

36 m à son point le plus haut), barrant un loch atrophié, a un aspect incontestablement marin, même si le façonnement du matériel (sable et graviers, peu de galets) l'est beaucoup moins. Le cordon de 23-24 m au pied du Mont Alexander est la réplique du précédent, même si son altitude est inférieure.

Au pied de ces cordons, une plateforme à écueils descend en pente douce vers la mer où elle se termine en falaises, de hauteur moyenne (15 m) au Nord et plus basses (3-4 m) vers le Sud. Le soubassement rocheux est revêtu d'un placage de plage ancienne (sable, graviers, galets gélifractés), assez mince pour que des écueils percent ça et là à travers la couverture. Hauts de quelques mètres, ils correspondent à des barres de quartzite ou de marbre et se sont vraisemblablement conservés grâce à une résistance plus forte à la surface d'une plateforme d'érosion marine littorale. Actuellement en proie à une gélivation intense, ils sont à demi enfouis sous les gélifracts.

C'est un paysage désolé que cette plaine caillouteuse qui s'étend à perte de vue, avec, pour tout accident, ces écueils enfouis sous la pierraille. Des accumulations de galets ont été guidées par les écueils dont certains prennent des allures de "ledenez" (un cordon joint un gros récif à un voisin plus petit).

La surface de la plateforme devient une plaine d'épandage au débouché des torrents proglaciaires. Ce remaniement ajoute des galets et des sables fluvio-glaciaires au matériel de plage, mais ne transforme pas les grands traits du paysage.

1.3 - La plateforme à sandur

Les torrents, alimentés par les courtes langues des petits glaciers alpins, s'épanouissent en réseau anastomosé au sortir de la montagne. Les chenaux se rassemblent en arrivant à la côte et se jettent à la mer par des tronçons individualisés. Ils construisent des sandur actuellement fonctionnels qui entaillent une

plateforme légèrement supérieure (quelques dizaines de cm), qui, elle, est un ancien sandur actuellement fossile. La part inégale de la végétation sur le sandur fossile permet de distinguer deux secteurs.

1.3.1 - Le sandur argileux, couvert de toundra

Dans sa partie la plus basse, qui monte doucement depuis la mer jusqu'à une vingtaine de mètres, la plaine d'épandage est colonisée par une toundra marécageuse de mousse et de graminées. Des polygones de toundra et surtout des polygones de pierres se dessinent à la surface du sol. Les coquilles marines sont abondantes dans les polygones.

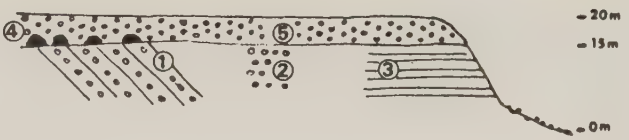
En coupe, on peut constater que le soubassement, formé de conglomérat tertiaire est recoupé par une surface d'érosion marine littorale, parsemée de blocs morainiques et recouverte d'une formation d'argile, sables et graviers contenant des fossiles de faune marine. C'est donc à la fois une plaine d'érosion et d'accumulation (Klimaszewski, 1960) (fig. 7-3).

A 20-25 m, on devine un cordon de galets, discontinu et peu apparent dans la topographie, mais qui représente la limite interne de la basse plateforme argileuse.

1.3.2 - Le sandur pierreux à couverture de plage

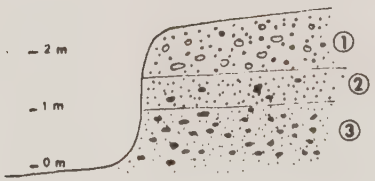
On passe assez insensiblement à ce deuxième élément de plateforme qui monte légèrement vers l'intérieur. C'est un sandur tout aussi monotone que le précédent mais beaucoup plus pierreux et plus sec. La végétation étant plus clairsemée, on peut voir (mieux sur la photographie aérienne que sur le terrain) des rides de plage très nombreuses.

La limite interne, vers le Nord, est une barre calcaire (Hecla Hoek) qui se dresse vigoureusement à la façon des écueils de la terrasse marine septentrionale et qui sépare le sandur du cône



A - Coupe dans le sandur ancien (20 m) : 1 - Conglomérat tertiaire ; 2 - graviers littoraux ; 3 - argiles stratifiées ; 4 - blocs morainiques ; 5 - graviers et sables de plage avec faune froide

B - Coupe montrant les formes de récession glaciaire (glacier Aavatsmark, rive droite) : 1 - vallée marginale ; 2 - moraine latérale-frontale ; 3 - épaisse couverture de moraine sur la glace morte ; 4 - rivière marginale ; 5 - glacier.



C - Coupe dans la basse falaise du Nord de Sarsöyra : 1 - graviers et sables de plage mêlés aux dépôts de sandur ; 2 - sable de plage et quelques Mya ; 3 - sable, grès fin, biotope de très nombreuses Mya.

Fig. 7-3 - Coupes dans la région de Sarsöyra (d'après Klimaszewski et nos relevés de terrain).

d'alluvions proglaciaires des petits glaciers de la montagne.

1.4 - Le secteur mixte : plages soulevées et accumulations glaciaires

Dans le SE de Sarsöyra, des plages soulevées ont été remarquablement conservées à proximité de la grande moraine latérale-frontale du glacier Aavatsmark, dans une situation semblable à celle des niveaux marins du Glacier du 14 juillet (22-25 m, 32-36 m, 56 m, 90 m, 106 m, 121 m).

1.4.1 - Les formes de récession glaciaire (fig. 7-3)

La grande moraine latérale-frontale est une forme de récession. La dernière avancée maximale semble correspondre à la limite du glacier en 1907 (carte d'Isachsen). Le glacier recule surtout sur sa rive droite. La récession frontale s'accompagne d'une récession latérale et d'un abaissement de la surface. La contraction latérale semble se faire de façon irrégulière ; le côté droit du glacier se rétracte plus vite, faisant apparaître une large ceinture morainique avec une gouttière marginale.

Ainsi, entre la crête de la moraine latérale actuellement fossile et le glacier Aavatsmark, s'étend une surface accidentée de collines, de dépressions, de petites lagunes. Ce paysage chaotique s'est modelé dans une couverture de moraine épaisse de 10 m et reposant sur de la glace morte et perturbée par le ruissellement des eaux marginales et par la solifluxion.

La glace morte sous sa couverture morainique est séparée du glacier par une gouttière qui draine les eaux juxtaglaciaires. Les alluvions ainsi entrainées construisent un petit sandur actif près de la mer.

1.4.2 - La plage à gradins (25-35 m)

C'est une grande plage inclinée, accidentée en surface par des rides peu marquées, plus ou moins morcelées, et dont certaines entourent des lagunes.

Le matériel de surface est assez varié : galets bien émoussés, généralement petits (longueur moyenne : quelques centimètres) ; mais on trouve aussi de gros galets (20 cm) de quartz très émoussés, et des cailloux de micaschiste moins bien façonnés. Ce matériel est généralement caché par une végétation de mousse et parfois disposé en petits polygones (diamètre 50-100 cm).

En coupe, on remarque que le substrat rocheux de conglomérats tertiaires est surmonté d'une formation détritique épaisse et stratifiée de sable, vase et galets contenant des fossiles de faune marine. Klimaszewski (1960) y a distingué deux étages : un étage inférieur qui se caractérise par une faune de mer tiède et un étage supérieur où les graviers dominent associés à une faune de mer froide.

La plage a été recoupée en deux endroits :

- par un rivage ancien au-dessus de la zone basse de Sarstangen où une falaise morte recoupe tous les cordons et témoigne d'un stationnement dans le soulèvement des terres pendant lequel la mer a eu le temps d'éroder ses dépôts antérieurs.

- par une vallée extraglaciaire profonde qui la sépare de la grande moraine latérale du glacier Aavatsmark. La vallée reçoit de petits affluents au cours intermittent lié à la fonte des neiges, coulant dans des vallons à versants abrupts et fonds plats. Elle n'est pas exactement une vallée de contact entre la terrasse marine et la moraine ; elle est surimposée à la terrasse marine. C'est pour cette raison qu'une butte de plage est plaquée contre la moraine après avoir été séparée de la terrasse par cet écoulement.

On peut penser qu'au moment de son extension maximale le glacier Aavatsmark fut poussé latéralement contre cette terrasse

et ses eaux juxtaglaciaires y creusèrent une gouttière marginale. Après la régression du glacier, la gouttière cessa de servir à l'écoulement des eaux du glacier et resta suspendue alors qu'une nouvelle gouttière se formait à un niveau inférieur. Actuellement, la gouttière suspendue ne sert plus qu'à l'écoulement des eaux de fonte des neiges grossies par celles des vallées affluentes également extra-glaciaires.

1.4.3 - La plage de 50 m

Les formes sont remarquablement nettes. Elle est également parcourue par un réseau hydrographique à écoulement intermittent. Les galets, bien façonnés, sont de nature et de dimensions variées ; cependant, la majorité est de petite taille (longueurs 20, 40, 60 mm).

Le contact sous forme de falaise morte avec la plage 25-35 m serait ici aussi l'emplacement d'une ancienne ligne de rivage temporairement stable.

1.4.4. - Les témoins de plage à 102 et 120 m

A 102 et 120 m se dressent des buttes bien aplanies. La butte de 102 m est couverte de matériel de plage : sable grossier mêlé à des graviers et à des petits galets bien roulés.

A 120 m, une coupe montre des blocs morainiques reposant sur une plateforme d'abrasion. Le modelé marin de surface n'est pas aussi net que sur la butte précédente. Cependant, des galets d'allure marine (longueur : 80 mm) ressortent des petits polygones de toundra et des sols polygonaux. L'origine marine est prouvée par la présence de coquilles.

Cet ensemble marin se raccorde en amont avec un aplanissement rocheux d'altitude semblable qui serait un ancien niveau subaérien simplement retouché par l'action marine (Klimaszewski, 1960). Son origine serait ancienne puisque la vallée du glacier Aavatsmark le recoupe.

1.5 - Le littoral actuel

La côte à falaises s'oppose à la côte basse de la grande pointe triangulaire de Sars.

1.5.1 - Les différents aspects des falaises

La physionomie des falaises varie en fonction de l'arrière pays.

1.5.1.1 - Dans le secteur Nord des falaises rocheuses bordent la plateforme à écueils. Elles sont vives et taillées sur une dizaine de mètres dans des bancs alternés de micaschiste, quartzite, calcschiste, marbre de l'Hecla Hoek. A marée basse, de petites plages découvrent dans les anses et dans les multiples anfractuosités. On peut voir une preuve de la surrection continentale actuelle ou subactuelle dans le fait que les torrents ne sont pas raccordés au niveau de la mer ; ils s'y jettent par de petites cascades de 2 m de haut.

La falaise perd progressivement de l'altitude vers le Sud et, dès que l'on quitte les roches de l'Hecla Hoek pour passer dans les conglomérats tertiaires, elle devient basse (2 à 3 m), argileuse et ébouleuse. Les différentes coupes offrent la succession suivante, de haut en bas (fig. 7-3) : graviers et cailloutis de plage soulevée ou dépôts de sandur (1 m), sable de plage jaune contenant quelques coquilles de Mya (0,25 m), sable fin gris-bleu représentant un ancien fond sous-marin de faible profondeur, biotope de nombreuses Mya et autres coquillages en position de croissance (0,80 m visible). Au moment des premières observations (début juillet), un pied de glace masquait encore le bas de la falaise, protecteur pour ces falaises, qui, après sa disparition, étaient soumises à une solifluxion active et à une vigoureuse érosion marine (fin juillet). Après sa disparition, le conglomérat tertiaire est apparu juste à la base de la falaise. Un cordon littoral est plaqué contre cette falaise

qui, s'abaissant de plus en plus vers le Sud, finit par être recouverte par les galets du cordon. Celui-ci prend, à mesure que s'abaisse la falaise, de plus en plus d'importance, jusqu'à ce que le littoral soit constitué uniquement d'un cordon.

1.5.1.2 - Dans le secteur Sud de Sarsöyra (fig. 7-2) une côte à falaises s'étend entre le glacier Aavatsmark et la flèche Sars. Elle est beaucoup plus élevée que dans le secteur Nord et limite les plages soulevées.

En partant du glacier, la falaise qui limite la séquence de plage 25-35 m est d'abord fossilisée par un sandur né du lessivage de la moraine ancienne par les eaux extraglaciaires. Puis elle devient vive, quasi-verticale, haute de 20 à 25 m. On la croirait façonnée sur toute sa hauteur dans les sables et galets de la plage ancienne. Mais il est possible que le soubassement rocheux soit caché sous des éboulis. A la base de la falaise, s'allonge un cordon de graviers et petits galets, très étroit au niveau des pointes, mais plus large dans les anses. En allant vers la flèche Sars, l'altitude de la falaise s'abaisse peu à peu, en même temps que celle des plages soulevées. A Balanuspynten, elle est toujours aussi abrupte mais elle n'a plus que 12 à 15 m de haut. Là, on distingue le substrat rocheux à la base de la falaise tandis que la plage ancienne n'apparaît plus que comme une couverture de 2 m d'épaisseur. Dans la roche, la mer a découpé des couloirs et des grottes. C'est à partir de cette pointe Balanus que prend son départ le cordon qui deviendra le cordon méridional de la flèche Sars. Dès le départ du cordon, la falaise s'estompe, tandis que la plateforme intérieure s'abaisse en direction de la lagune. La falaise finit par devenir une sorte de talus argileux. On note une grande quantité de coquilles brisées dans ce talus haut de 3-4 m. Il paraît évident qu'une dérive qui porte vers le Nord-Ouest utilise les matériaux arrachés aux falaises taillées dans les plages anciennes pour construire le cordon actuel.

On retrouve ainsi sur la face méridionale de Sarsöyra une situation à peu près équivalente à celle de la face Nord : de hautes falaises qui passent à de basses falaises argileuses peu à peu fossilisées par un cordon prenant de plus en plus d'importance jusqu'à devenir l'aspect exclusif du littoral. Cependant, une différence est à noter dans les matériaux : au Sud, la part de sable tend à l'emporter sur celle des galets car il est fourni en abondance par les formations anciennes attaquées par la mer ; au Sud encore, des blocs morainiques gisant sur l'estran sableux sont à attribuer à la proximité du glacier Aavatsmark, alors qu'ils font défaut au Nord où ces glaciers sont moins proches.

1.5.2 - La flèche Sars*

C'est une pointe triangulaire dont la description sommaire est déjà contenue dans son nom norvégien "sarstangen". En effet, "Tange" désigne soit une pointe basse, soit une pointe sableuse qui se détache du rivage vers la mer. Basse, la pointe Sars l'est au point, qu'à bord d'un bateau, on ne l'aperçoit que lorsqu'elle est déjà très proche. Pointe sableuse, ceci n'est vrai qu'en partie ; en fait, elle est formée de deux cordons qui enserrent une lagune : celui du Sud, coupé par une passe, est bien sableux, mais celui du Nord est surtout constitué de graviers et de galets. Le détroit de Forland, déjà resserré en général, est réduit à un chenal large de 5,5 km au niveau de la flèche Sars et de son vis-à-vis la pointe Murray (Murray Pynten). En effet, si la pointe Murray, formée de gros galets émoussés et très trapue, ne s'avance guère qu'à une centaine de mètres du rivage général, la flèche Sars, elle, se

---

* A. Moign et A. Guilcher ; Une flèche littorale en milieu périglaciaire arctique : la flèche Sars (Spitsberg), Norois, nº 56, pp. 550-568.

profile sur 4,5 km et se prolonge sous la mer par un haut-fond sableux et graveleux. Il n'existe aucun autre promontoire construit, de cette ampleur, tout au long du détroit de Forland et même sur la côte occidentale du Spitsberg*.

2 - LE STRANDFLAT DE KAFFIÖYRA (fig. 7-4)

2.1 - Caractères généraux

D'une longueur de 12 km sur 3 à 4 km de large, Kaffiöyra s'étend entre les grands glaciers à front marin, Aavatsmarkbre et Dahlbre. Des montagnes Prins Heinrichfjella (870 m) et Jacobsenfjella (837 m) descend une série de glaciers alpins ou pseudo-alpins : Waldemar, Irene, Elise, Elvin, Andreas, Oliver qui se terminent à quelque distance de la mer. Ce sont des glaciers de petite taille (3,5 km, 4 km de long, et 1 km pour l'Oliverbre), qui ne s'écoulent pas au-delà du front montagneux à l'exception du glacier Elise. De type pseudo-alpin, ce dernier est nourri par les glaces du Lövenskioldfjonna, et déborde largement sur la plateforme de Kaffiöyra. Il est long de 8 km et son front s'arrête à une altitude de 35 m au-dessus du niveau de la mer. C'est un front convexe, escarpé, coupé par les eaux supraglaciaires qui tombent en cataractes. Il est bordé par deux moraines frontales : la muraille externe à 60-100 m du front est constituée de sédiments marins soulevés ; la muraille interne, faite de matériel morainique reposant sur des noyaux de glace morte est une pseudo moraine (Klimaszewski, 1960). La crête externe de poussée s'élève à 30 m au-dessus du sandur voisin ; elle est constituée de graviers, sables et un peu de vase marine contenant des coquilles. Elle est découpée et partiellement

---

* La flèche sera étudiée en détail dans la 3e partie.

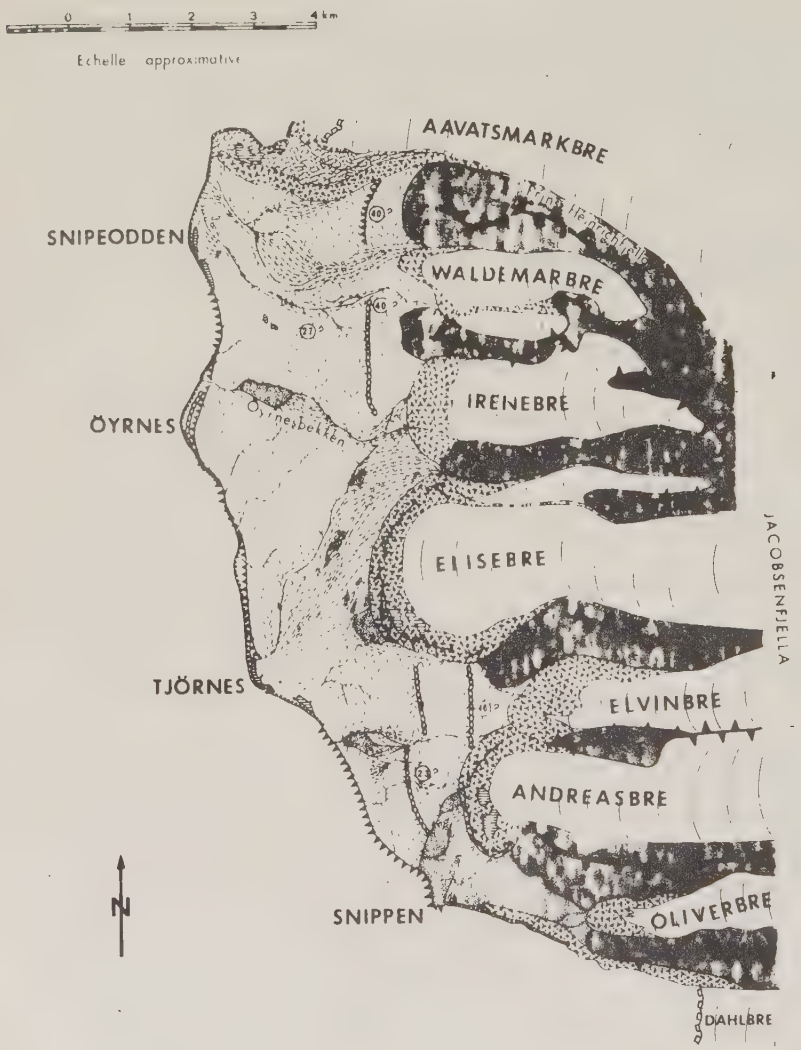


Fig. 7.4. Le strandflat de KAFFIÖYRA

lessivée par les torrents.

Entre ce cadre glaciaire et la mer s'étend le strandflat de Kaffiöyra, plateforme régulière et monotone, au soubassement de grès et conglomérats tertiaires.

Le travail, qui a dû être rapidement mené sur le terrain, a pu être complété par l'étude de photographies aériennes verticales et par la consultation de l'ouvrage de Klimaszewski, 1960. Aussi cette étude est-elle plus sommaire que celle des autres strandflats du Forlandsund.

2.2 - Le littoral actuel

2.2.1 - Les formes littorales

Le faciès à falaise est largement prédominant. Les secteurs de falaise vive et les secteurs de falaise morte alternent.

2.2.1.1 - C'est au niveau d'Andreasbreen que la falaise vive est la plus élevée (10-15 m). Elle est verticale, formée d'un substratum rocheux et d'une partie supérieure entaillée dans du matériel de plage ancienne parfaitement aplani. Au pied de la falaise une étroite plateforme d'abrasion rocheuse découvre à marée basse ; elle est recouverte au flot. Au moment des observations (18 juillet), de gros lambeaux du pied de glace étaient encore en place.

2.2.1.2 - En revanche, la falaise est morte, protégée par un cordon à proximité des rivières proglaciaires les mieux alimentées qui, dans leurs eaux tumultueuses, charrient à la mer de grandes quantités d'alluvions. Certains de ces cordons s'élargissent jusqu'à former des pointes triangulaires (cap Öyrnes, cap Tjörnes). Dans ce cas, entre le cordon actuellement fonctionnel, au profil très redressé, et la falaise morte, s'étend toute une

succession de cordons fossiles (cap Öyrnes). La plus grande zone d'épandage proglaciaire, véritable sandur fonctionnel, celle du glacier Elise, se termine par un delta.

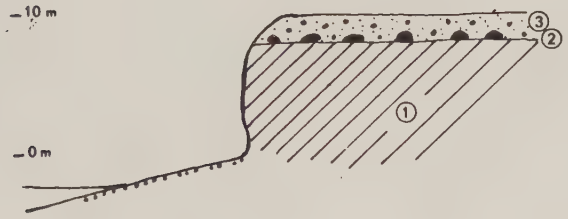
2.2.2 - Etude de coupes dans les falaises (fig. 7-5)

Elles fournissent de précieuses indications sur les formations anciennes. Vers le Nord-Ouest, les conglomérats tertiaires entaillés par la falaise sur 7 à 8 m de haut sont aplanis par une surface recouverte d'un dallage de blocs morainiques. Au-dessus, une couche de 2 m d'épaisseur de sable et graviers contient des coquilles de Mytilus edulis (Klimaszewski, 1960).

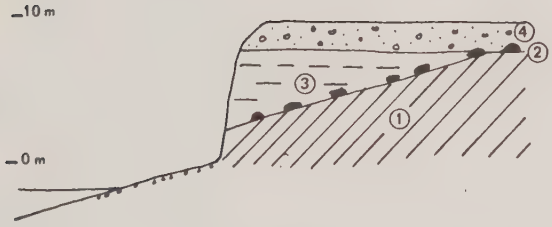
Un peu plus au Nord, la surface tertiaire plonge jusqu'à une altitude de 2 m au-dessus du niveau de la mer. Elle reste recouverte cependant de son dallage de blocs, lui-même surmonté de sables argileux et ce n'est qu'au sommet de ceux-ci, à 8 m, que s'étend une couche de sable et graviers à Mytilus edulis (Klimaszewski, 1960).

Au Sud, de part et d'autre de la rivière du Cap Tjörnes, on voit encore les blocs morainiques sur un socle tertiaire haut de 8 m ; ils sont, une fois de plus, recouverts par une couche de 2 m de sable et graviers contenant des coquilles de Mytilus edulis.

La constance de niveau (8-10 m) du sable à Mytilus est donc remarquable. Or les Mytilus edulis ont des exigences thermiques de vie assez précises. Ils vivent dans des eaux de température supérieure de 2,5ºC aux eaux actuelles du Spitsberg. Aussi Klimazewski considère-t-il que leurs coquilles peuvent être retenues comme des fossiles caractéristiques des sédiments de l'optimum climatique postglaciaire (holocène), correspondant à une période d'élévation du niveau de la mer, submergeant les terres jusqu'à une altitude de 10 m au-dessus du niveau actuel. Cette submersion se fit sur une surface irrégulière, coupée de vallées et recouverte de blocs morainiques. Ce problème sera repris dans son ensemble (chapitre XIV).



- Structure de la terrasse de 10 m : 1 - Conglomérat tertiaire ; 2 - blocs morainiques ; 3 - sables, graviers et Mytilus edulis.



- Structure de la terrasse de 10 m : 1 - Conglomérat tertiaire ; 2 - blocs morainiques ; 3 - argiles ; 4 - sables, graviers et Mytilus edulis.

. 7-5 - Coupes dans les falaises de Kaffiöyra, d'après Klimaszewski.

2.3 - Le strandflat rocheux à couverture de plage

2.3.1 - Les terrasses marines

La vaste plateforme qui monte au-delà de la terrasse de 10 m à Mytilus edulis est, par endroits, nettement façonnée en terrasses étagées à substrat rocheux, qui, bien que ne portant pas de cordons littoraux développés, ne sont pas dépourvues de caractères marins.

Dans la région Nord, on note des terrasses à 27 m, 40 m, 50 m.

Dans la région Sud :

- une terrasse de 10 m couverte de graviers à Mytilus
- une terrasse de 14 m couverte de sédiments sans faune
- une terrasse de 23 m, séparée de la précédente par un talus abrupt, couverte de sables et graviers à coquilles
- une terrasse de 37-50 m. C'est la plus haute terrasse. La surface rocheuse est parsemée de blocs morainiques et couverte d'un placage de sables et graviers dépourvus de faune.

2.3.2 - Les traces glaciaires

Des blocs morainiques ont été trouvés (Klimaszewski) sur le socle rocheux des terrasses de Kaffiöyra. Ceci prouverait que tout le socle fut envahi par les glaciers qui furent beaucoup plus puissants au Pléistocène qu'ils ne le sont actuellement. Klimaszewski pense cependant qu'il est probable que le matériel morainique n'a pas été poussé là, mais qu'il fut, à cette époque, détaché des glaciers et déposé sur la surface de Kaffiöyra alors submergée profondément par isostasie. Ce seraient donc plutôt des blocs glaciels, portés par les glaces flottantes et ils ne témoigneraient pas d'une invasion glaciaire considérable des plateformes.

Au cours de l'émersion postglaciaire, le matériel fut seulement légèrement remodelé par les eaux marines. La faiblesse de ce

remaniement est prouvée par la préservation des anciennes couvertures.

2.3.3 - Les vallées et les sandur

Le strandflat à terrasses de Kaffiöyra est découpé à la fois par de petites vallées extraglaciaires (autochtones) alimentées par les eaux de fonte de la neige et de la glace du sol et par de larges vallées creusées par les eaux proglaciaires.

Les vallées extraglaciaires sont de dimensions médiocres ; leur fond plat, large d'une quinzaine de mètres, est parcouru par de nombreuses rigoles qui transportent sables et graviers en contournant les bancs de matériel plus grossier. Leurs versants sont dissymétriques ; ceux exposés au Nord sont peu inclinés et soumis à la solifluxion ; ceux exposés au Sud ont des pentes raides.

Alimentés par les rivières proglaciaires, de vastes sandur s'encaissent à quelques mètres de profondeur dans le plateau couvert de toundra. Chaque glacier possède un sandur dont l'ampleur est proportionnelle à celle du glacier ; celui de l'Elisebre est le plus imposant. De très nombreux cours d'eau, au tracé complexe, divaguent à la surface des sandur, parmi les bancs de graviers et de sables. Ces cours d'eau, non seulement déplacent sans cesse le matériel à la surface du sandur, mais encore sapent les rebords couverts de toundra et en transportent les débris.

Finalement, tous ces ruisseaux se rejoignent en une rivière puissante, coulant dans une vallée resserrée à bords abrupts, qui vient former une lagune derrière le cordon littoral qu'elle finit par franchir grâce à une passe.

3 - LE STRANDFLAT DE SVARTFJELLSTRANDA (fig. 7-6)

3.1 - Le cadre intérieur et les prolongements du strandflat

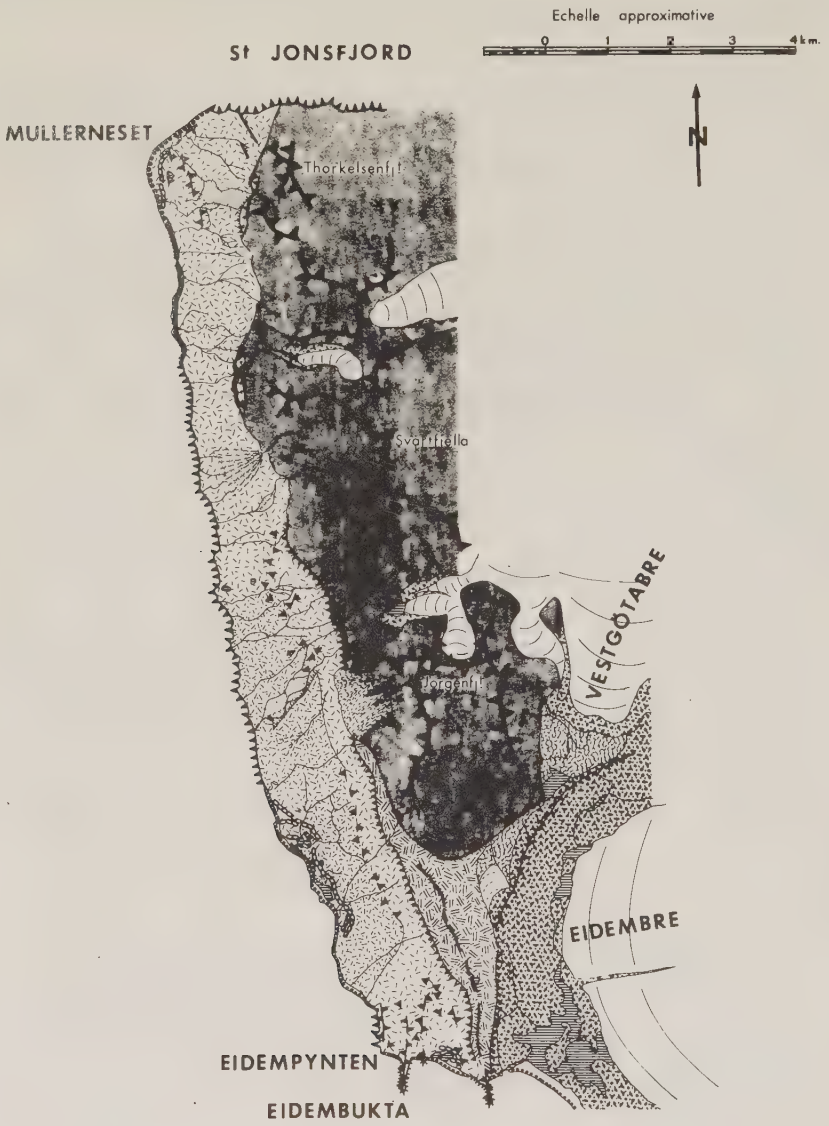


Fig. 7.6. Le strandflat de SVARTFJELLSTRANDA

3.1.1 - La limite interne du strandflat dans la partie Nord

Entre le St Jonsfjord et Eidembukta, où se jette le glacier Eidem, s'étend une plateforme longue (16 km) et étroite (2 km), aux formes assez simples : plateforme rocheuse inclinée, plus ou moins recouverte d'un mince placage de sables et galets.

Ce strandflat, comme toujours, est en contact net avec l'arrière-pays. Néanmoins, au Nord, ce dernier est montagneux, tandis qu'au Sud le strandflat est voisin de l'énorme complexe morainique frontal de l'Eidembre et du Vestgötabre.

Les arêtes montagneuses se succèdent avec des altitudes sensiblement identiques : Thorkelsenfjellet (416-510 m), Svartfjella (534 m), Jörgenfjellet. Aucun glacier ne descend sur ces versants, donc aucun apport proglaciaire ne se fait sur le strandflat.

L'escarpement qui marque le contact entre les versants montagneux couverts d'éboulis et la plateforme à leur pied est d'une telle netteté de forme qu'on peut se croire en présence d'une falaise morte. Le pied de la falaise est à 30 m d'altitude et son sommet vers 50 m est aplani. Ce replat couvert de pierrailles ne montre aucune trace de façonnement marin*.

Ce replat n'est pas isolé : tout au long du contact entre la plateforme et la montagne, on remarque des replats de versant, d'altitude apparemment constante (50 m), ressemblant à ceux déjà étudiés maintes fois.

3.1.2 - Les prolongements le long du St Jonsfjord

Le strandflat se prolonge quelque peu le long du fjord, mais les traces de strandflat ne sont que médiocrement préservées (Dineley, 1954). Il s'agit plutôt d'une plateforme en pente douce

---

* Nous n'avons étudié sur le terrain que le replat situé au niveau du "petit glacier" (une langue issue du Vestgötabre).

couverte d'un placage de graviers où les fossiles marins abondent par endroits. Il est difficile d'y distinguer des niveaux. Cependant, on note (Dineley, 1953) : une plage de graviers à 3,6-4,5 m, de nombreux dépôts autour de 7,5-10 m et 12-21 m, quelques-uns vers 30 m et vers 45 m. Au-dessus (80-82 m), les rares caractères marins deviennent discutables. Le plus haut niveau à fossiles est celui de 30 m. Les Mya truncata dominent, suivies des Saxicava arctica. Les Mytilus sont pratiquement absents.

3.1.3 - Le contact du strandflat et des moraines au Sud

Le grand glacier Eidem (langue : 12 km de long et 4 à 5 km de large), issu des fonna atteint la mer par la partie Sud de son front.

La partie Nord reste un front continental en avant duquel s'étend une large ceinture morainique où la moraine frontale du glacier Vestgöta rejoint celle du glacier Eidem. La largeur de cette moraine s'accroît vers le Sud jusqu'à atteindre 1000 m. Cette zone morainique est assez complexe, cependant du glacier vers l'extérieur on peut distinguer trois ensembles :

- D'abord, une large crête se développe parallèlement au tracé arqué du front doucement incliné du glacier. Elle est constituée de nombreuses collines moreniques (10 m de haut) reposant sur de la glace morte. Une rivière marginale s'y épanouit en une succession de petits lacs.

- Ensuite, une véritable muraille morainique, haute de 40 à 60 m, se dresse avec des versants très dissymétriques, en pente douce vers le glacier et en pente abrupte vers l'extérieur. C'est une moraine de poussée constituée de sédiments fluviaux et marins considérablement bouleversée et déplacée vers l'Ouest par le glacier Eidem au cours de l'extension maximale de l'Holocène (Klimaszewski, 1960). Des fossiles marins (Mya truncata et Astarte borealis) y ont été collectés par Dineley (1954).

- Enfin, une vallée marginale qui drainait à l'origine les eaux de fontes des deux glaciers Eidem et Vesgöta, ne reçoit pratiquement plus que celles du Vesgötabre. Les eaux coulent en de nombreux bras sur le fond plat de la vallée, occupée aussi par un petit névé proglaciaire.

Le strandflat se termine sur la rive droite de la vallée par une falaise morte. Mais le glacier a vraisemblablement débordé au-delà si on en juge par l'aspect moutonné de cette surface rocheuse.

3.2 - Une plateforme émergée et une plateforme immergée, toutes deux accidentées d'écueils

3.2.1 - Le strandflat rocheux à écueils

Dans la zone Nord, à partir des 6-8 m d'altitude de la falaise vive rocheuse, une plateforme parsemée d'écueils monte en pente douce vers l'intérieur. Le placage de matériel de plage ancienne est mince et clairsemé. La nature des roches est responsable de la topographie. Les schistes de l'Hecla Hoek ont été plus facilement érodés que les bancs de quartzites qui restent en relief sous forme d'écueils. Les rares accumulations de plage ont été guidées par la présence de ces écueils. Les fossiles marins ne sont pas absents : au Sud de la Pointe Mullerneset, là où la falaise est fossilisée par un cordon, Dineley a trouvé Mytilus edulis et Mya truncata à 2,4-3 m, à 3-4,5 m et à 6,4 m.

3.2.2 - Le strandflat à couverture de plage

Dans la zone Sud, une véritable plage de sable grossier et de petits galets arrondis recouvre la plateforme rocheuse. L'absence de végétation confère à cette plage une fraîcheur de formes impressionnante. Très uniforme, elle est parcourue par quelques cordons de galets, mais leur faible dénivelé ne vient pas rompre la

monotonie générale. Elle monte doucement jusque vers 25 m. Là, un alignement d'écueils, derrière lesquels s'étirent des accumulations de galets en forme de queues de comètes, est le témoin d'une ancienne barrière d'îlots en avant de la grande falaise, morte aujourd'hui, qui sert de limite aux formes marines. Les traces marines plus élevées sont très rares. Dineley (1953) a trouvé quelques graviers dépourvus de faune à 66 m sur les flancs du Jorgenfjellet.

Des fossiles sont présents dans les dépôts du strandflat. En remontant la rivière issue du "petit glacier" : essentiellement des Mya truncata et Saxicava arctica à 24-27 m ; quelques rares Astarte et Mytilus edulis. Par contre, les Mytilus edulis dominent près de la côte dans les épais dépôts de graviers qui subsistent au sommet des falaises hautes de 10-12 mètres. Les coquilles sont brisées et il est possible qu'elles ne soient pas en place mais qu'elles proviennent de niveaux supérieurs. Dineley (1954) a distingué les horizons suivants :

- l'horizon à Mytilus jusqu'à 12 m
- l'horizon à Saxicava-Mya-Astarte : 10-21 m
- l'horizon Saxicava-Mya : 21-30 m.

3.2.3 - Un strandflat faiblement immergé

Il présente une grande analogie de formes avec le strandflat émergé. Une plongée (P 100) effectuée depuis l'aplomb de la falaise avec cheminement vers le large (cap W-S-W) a montré une plateforme de faible profondeur (moins de 10 m). Des bancs de roches (quartzites sans doute), arasés en surface, sont séparés par des dépressions (schistes) remplies de sable et de galets. Ces cuvettes de sable sont profondes de 3-4 m alors que les bancs rocheux sont à 2 m de la surface. La plateforme a été suivie sur 250-300 m, puis brusquement la descente s'est amorcée avec une pente très forte (45°) et des affleurements de bancs rocheux alignés en escaliers. C'est le début d'un grand versant qui, très vite, atteint plus de 100 m de fond.

Le strandflat immergé se présente donc sous la forme d'une étroite banquette d'érosion, portant les traces d'influence glaciaire. On a noté la présence de très nombreux blocs erratiques, parfois volumineux.

3.3 - La côte actuelle

3.3.1 - Les falaises prédominent tout au long du secteur central*. Le tracé, régulier dans l'ensemble, dessine de légers redans en relation avec les lits rocheux qui atteignent obliquement le trait de côte. Les lits de quartzites donnent les caps où des falaises verticales plongeantes atteignent 6 à 8 m de hauteur. Au contraire, le profil s'atténue dans les rentrants car les grandes dalles de schistes et quartzites sont alors inclinées en direction de la mer et le profil est conforme au pendage. Dans ces petites anses, une plage étroite découvre à marée basse. Elle est surtout constituée de sable et accessoirement, de galets. Le tracé de la côte est donc étroitement calqué sur la lithologie. Lorsque les schistes et quartzites sont en alternance très serrée, le dessin du littoral est très complexe et très tourmenté : la mer creuse des couloirs et des grottes dans les schistes alors que les quartzites subsistent sous forme de caps et d'écueils. Les schistes opposent d'autant moins de résistance à l'attaque de la mer qu'ils sont excessivement gélifs.

Au sommet, très aplani, des falaises, on constate toujours la présence d'une couverture de plage ancienne.

3.3.2 - La côte devient plus alluviale, vers le Nord comme vers le Sud**

Le tracé général à petits redans demeure mais la falaise

---

* Le seul étudié directement sur le terrain.

** Ceci n'est qu'une étude sommaire réalisée d'après les photographies aériennes, avec l'aide d'observations effectuées au cours d'un passage en bateau le long des côtes.

n'est plus fonctionnelle car elle est abritée par un épais cordon littoral qui barre parfois des lagunes.

Le Cap Müllerneset, au Nord, est bordé d'un cordon particulièrement bien nourri : les levées anciennes qui s'alignent en arrière prouvent une permanence de formes. On peut y voir l'action conjointe de la rencontre de deux dérives et d'un placage du matériel à la côte sous l'effet des houles puissantes ; le cordon s'accroît à la pointe la plus exposée du cap.

Au Sud, les cordons se développent de part et d'autre d'Eidempynten et, là aussi, la situation est assez permanente pour que les cordons actuels les plus importants soient localisés au même emplacement que les levées anciennes. L'apport d'alluvions proglaciaires de l'Eidembre, transportées par un courant de dérive, peut expliquer cette extension des cordons dans la zone Sud.

4 - LE STRANDFLAT DE DAUDMANNSÖYRA (fig. 7-7)

4.1 - Présentation générale

Au Sud du glacier Eidem, la plateforme côtière prend de plus en plus d'ampleur pour s'épanouir au niveau du Cap Daudmannsodden, à la jonction du Forlandsund et de l'Isfjord. Nous avons déjà constaté cet épanouissement de la plateforme côtière au niveau des caps, mais ici son développement est tout à fait remarquable (16 km du Nord au Sud, pour une largeur qui en atteint 10).

Le contact entre la zone côtière et l'intérieur se fait brutalement comme toujours, soit le long des moraines frontales des deux glaciers à fronts continentaux Venern et Vettern, soit le long des versants de la montagne qui les sépare (Kinnefjellet 542 m, Holtedahlvarden 341 m). Le substratum est fait des roches variées de l'Hecla Hoek, parmi lesquelles les calcaires occupent une place importante.

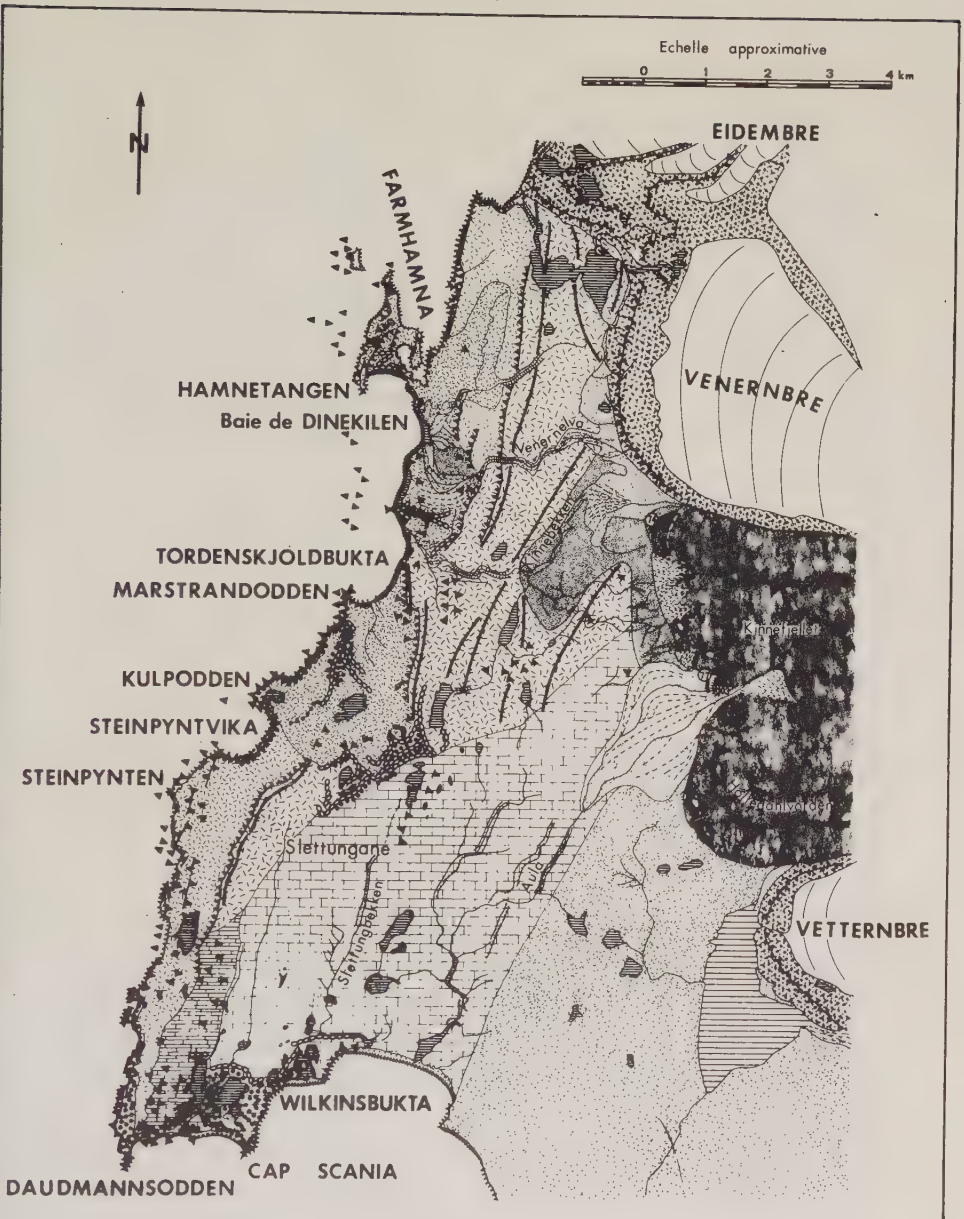


Fig. 7.7. Le strandflat de DAUDMANNSÖYRA

Le strandflat n'est pas aussi uniforme qu'il paraît à première vue. De la mer vers l'intérieur s'étagent des plateformes à écueils :

- En mer, les écueils s'alignent sur une plateforme très faiblement immergée et relativement étroite (mois de 1 km) qui s'épanouit cependant sur la face méridionale où il atteint 3 km (toutes les plateformes terrestres s'abaissent d'ailleurs vers le Sud). On voit très bien sur la photographie aérienne que les lignes d'écueils correspondent au prolongement en mer de barres rocheuses plus résistantes qui accidentent les plateformes terrestres. Il semble que la plateforme sous-marine n'est que la réplique de la plateforme terrestre voisine. Les écueils disparaissent au Nord, à l'approche du glacier Eidem, où les blocs qui accidentent le fond sont erratiques. Ils disparaissent aussi au Sud, dans la baie Wilkinsbukta où les fonds sont sableux et de très faible profondeur.

- Une falaise vive sépare la plateforme sous-marine de la première plateforme émergée. Des cordons de sable et de galets sont parfois plaqués à son pied ou relient les écueils les uns aux autres.

- Une succession de plateformes rocheuses, recouvertes par endroits de placages de plages anciennes, accidentées d'écueils fossiles, sont séparées les unes des autres par des falaises mortes. Vu leur aspect et leur disposition, ces alignements d'écueils représentent autant d'étapes successives d'un rivage analogue au rivage actuel.

4.2 - Le littoral actuel

4.2.1 - Les falaises basses et verticales du Nord

Entre la moraine du glacier Eidem et le fond de l'anse de Farmhamna, la côte est formée de petites falaises taillées dans des schistes et micaschistes totalement gélivés, qui s'effritent

en plaquettes et que la mer n'a aucune peine à éroder. Ceci explique que, même dans la zone la plus abritée de l'anse où les mouvements de la mer sont très amortis, la falaise est raide et déchiquetée. Le substratum rocheux des falaises est aplani vers 3-4 m de hauteur et surmonté d'une couverture de plage ancienne de 80 cm d'épaisseur. Une plateforme remarquablement régulière surmonte ainsi la falaise. Elle est fort étroite puisque sa largeur est parfois réduite à une vingtaine de mètres ; mais elle est très continue. Elle vient buter contre une falaise morte.

4.2.2 - Le secteur des grands cordons

Autour des baies Dinekilen et Tordenskjoldbukta, les cordons de sable et galets prennent une belle envergure pour deux raisons :

- les rivières Venernelva et Kinnebekken charrient vers la côte des alluvions abondantes
- sur cette côte très battue par la houle, les alluvions sont vite triées et entassées en cordons littoraux.

Les rivières aux eaux tumultueuses s'épanouissent à deux reprises en sandur à chenaux multiples. Une première fois au pied de la moraine frontale du glacier Venern qui les alimente abondamment en matériel solide. Puis les vallées se resserrent jusqu'à devenir de véritables petits canyons à la traversée des plateformes rocheuses. Enfin, des nappes d'épandage s'épanouissent à nouveau dans la zone côtière et, plus précisément, au débouché de la falaise morte qui limite la plateforme intérieure.Les cordons épais marquent le contact entre ces sandur et la mer ; le matériel, poussé par la dérive littorale, est également plaqué contre les basses plateformes qui séparent les sandur.

Au moment des observations, les cordons étaient encore largement fossilisés par le pied de glace. Les profils sont très redressés. Les galets, très gros, sont caractéristiques des côtes battues (croquis, fig. 9-8). Quand un cordon est plaqué contre la

basse falaise, il finit par la recouvrir jusqu'au sommet (3-4 m) et les galets sont même projetés assez loin sur la plateforme.

4.2.3 - Le secteur à falaises verticales de Marstrandodden à Steinpynten*

Tout autour de la baie Steinpyntvika, comme sur les pointes, la falaise verticale est très difficile d'accès. Haute de 4-5 m, elle est taillée dans les roches de l'Hecla Hoek (schistes très plissotés). Dans la baie, à son pied, s'étend une étroite plage de sable visible à marée basse. Au niveau des caps, les falaises sont plongeantes. Le soubassement rocheux est remarquablement aplani et surmonté d'une couche épaisse de 80 cm de matériel sableux de plage ancienne.

La présence d'une plage ancienne d'épaisseur constante sur une plateforme d'érosion littorale est donc un phénomène général observable tout au long de la côte occidentale de ce strandflat.

4.2.4 - La côte à écueils du Sud-Ouest

De Steinpynten à Daudmannsodden, le littoral est frangé d'innombrables écueils, alignés sur plusieurs rangs. Ce sont des barres calcaires (?) comme celles qui accidentent les plateformes terrestres. La similitude est totale entre la côte actuelle et le rebord de la deuxième plateforme avec sa falaise morte et ses écueils.

Derrière le premier barrage d'écueils s'effectue un rembourrage de galets et de sable qui prend vers le Sud, à mesure que

---

* L'étude a été menée sur le terrain autour de la baie Steinpyntvika et complétée par un parcours en bateau le long de la côte vers le Sud. Il fut impossible d'aborder entre Steinpynten et Daudmannsodden.

la côte devient de plus en plus exposée, l'ampleur d'un cordon continu.

A l'extrémité Sud, les alignements d'écueils du littoral occidental et ceux des plateformes terrestres se poursuivent en mer.

4.2.5 - La côte méridionale à grande baie

Dès que l'orientation du littoral change, sa morphologie se transforme. On passe d'une côte à structure longitudinale à une côte à structure transversale. Le littoral s'abaisse en accord avec l'abaissement général des plateformes intérieures vers le Sud.

Entre le Cap Daudmannsodden et le Cap Scania, la présence de nombreux écueils confère à la côte une certaine ressemblance avec la côte occidentale, mais les formes d'accumulation prennent ici une place prédominante. Les cordons de galets cheminent d'un écueil à l'autre. La côte est très battue, aussi les galets sont-ils bien émoussés (médiane d'indice d'émoussé 430).

Les rivages fossiles sont la réplique exacte des formes d'accumulation actuelles. Des cordons anciens s'épanouissent parmi des lagunes en suivant un tracé complexe et c'est un cordon (20-25 m ?) au profil vigoureux qui limite cette zone vers l'intérieur, reproduisant à peu près le tracé de la côte actuelle.

La baie Wilkinsbukta est bordée latéralement par des falaises rocheuses alors que des plages s'accumulent vers le fond. La rive occidentale présente deux secteurs de falaises, vives, taillées dans la roche, et aplanies au sommet par une surface d'érosion que surmonte une plage ancienne truffée de débris de Mytilus edulis (altitude 5 m). L'attaque de la mer y est si efficace que les vestiges d'une hutte et d'un four de briques ont été atteints et à demi détruits par le recul de la falaise. Si les plages sont constituées de sable, le haut de plage est ourlé d'un cordon de galets ; mais le caractère dominant reste l'abondance et l'homogénéité du sable fin.

La rivière Aula qui, après un élargissement en forme de

lagune, se jette dans la baie par un passage resserré à travers le cordon, contribue à alimenter la plage car elle est très chargée en alluvions proglaciaires. La rivière Slettungbekken qui ne draine que la plateforme intérieure joue un rôle moins important.

4.3 - Les plateformes marines soulevées

Pour des raisons matérielles, les observations réalisées furent dispersées. La région Nord, proche du camp installé près de Farmhamna, a pu être étudiée en détail alors que la zone Sud, fort intéressante pourtant, n'a été parcourue qu'au cours d'une longue marche de deux journées.

4.3.1 - La basse plateforme à écueils (10-15 m)

Elle existe tout au long de la côte occidentale.

Au Nord de Farmhamna, nous avons vu qu'une étroite banquette côtière à couverture de plage surmontait le sommet des falaises vives (4-5 m). C'est en arrière de cette banquette qu'une falaise morte, formée des mêmes schistes déchiquetés que la falaise vive, marque le début de la plateforme qui monte doucement vers l'intérieur (14-15 m). Elle est rocheuse, et, malgré l'aplanissement général, on continue à distinguer l'alignement Nord-Sud des bancs de roches. Le matériel de plage n'existe que sous forme de minces placages discontinus apparemment sans trace de coquilles.

Au Centre, la plateforme s'abaisse vers la mer et ne subsiste plus que par lambeaux découpés par les rivières qui ont construit de vastes sandur, encaissés de 2-3 m dans la plateforme.

Elle reprend de l'ampleur et de la vigueur vers le Sud, surtout à partir de Kulpodden. Là, elle est accidentée d'énormes écueils (hauts de 25-30 m), massifs imposants posés sur la plateforme comme des îles et alignés comme les écueils du littoral actuel. La surface est par ailleurs très plate, parsemée de lagunes et couverte d'un tapis de mousse épaisse, très humide, qui recouvre des

galets bien façonnés.

Une ligne d'imposantes barres rocheuses forme la limite interne de la plateforme ; l'impression qu'il s'agit d'un ancien rivage est encore renforcée par l'entassement à leur pied de congères qui donnent l'illusion d'un pied de glace. Ces écueils fossiles sont faits de calcaire, émietté en surface par l'action du gel.

En fait, toute l'ossature du relief intérieur de l'ensemble du strandflat est constituée par ces barres calcaires Nord-Sud, façonnées par la mer en falaises et en écueils, et qui marquent autant d'étapes dans les limites des rivages anciens.

4.3.2 - La plateforme de 40 m

Elle s'élève au-dessus de la falaise morte soulignée par les écueils fossiles. Elle est entaillée par des vallées à fond plat et à versants abrupts, hauts de 4-5 m. Les rivières de la zone Nord, qui coulent perpendiculairement à la direction de la structure, franchissent en gorge la falaise morte limitant la plateforme du côté externe.

Dans les coupes entaillées par les vallées, on peut voir sous la couverture végétale touffue, une couche de sable grossier et de galets arrondis reposant sur une surface d'abrasion rocheuse. On retrouve donc ici le type de strandflat caractéristique de toute cette région : plateforme d'abrasion rocheuse à couverture de plage ancienne que dominent des barres rocheuses en forme d'écueils.

4.3.3 - Quelques témoins de hauts niveaux

Au contact entre le strandflat et la montagne Kinnefjellet, deux lambeaux de terrasses sont conservés aux extrémités Nord et Sud de l'arc que décrit le versant du Kinnefjellet :

- l'un à 74 m
- l'autre à 77 m ; retenu par deux chicots rocheux, il

est formé de galets bien émoussés et son origine marine paraît peu contestable. Il est possible que ces lambeaux soient les restes d'un niveau marin continu,aujourd'hui masqué en grande partie par les éboulis de versants.

Cette terrasse semble même se continuer au Sud de la rivière Aula, à flanc de versant de la montagne Holtedahlvarden. Mais le replat, repéré sur le terrain et retrouvé sur la photographie aérienne, n'a pas pu être examiné.

Au-dessus de ce niveau existent encore des replats :

- à 97 m au-dessus du niveau 74 m
- à 103 m au-dessus du niveau 97 m.

Ils n'ont pas de caractères typiquement marins ; ils sont caillouteux et analogues par leur forme et leur granulométrie aux "replats de versants" déjà décrits en des endroits variés avec une différence cependant : leur altitude plus élevée (une centaine de mètres contre une cinquantaine de mètres).

4.3.4 - La plateforme karstique

Cette zone, située dans le Centre-Sud du strandflat, est appelée Slettungane. Il est des plus regrettable que nous n'ayons pas eu la possibilité de l'étudier car, d'après la photographie aérienne, elle se présente comme un plateau karstique. Or, les karsts actifs sont assez rares en zone froide, le permafrost gênant la karstification souterraine, pour que leur étude soit du plus haut intérêt*.

Les formes typiquement marines sont localisées au Nord-Ouest de la plateforme karstique. Un système de cordons anciens

---

* L. Barbaroux a décrit un petit karst au Spitsberg (le karst de Sarsöyra, Norois, nº 57, 1968) dans lequel il a découvert des grottes, fait exceptionnel dans les karsts des hautes latitudes.

magnifiques, moulés autour de lagunes, donne à penser que l'ancien littoral qu'ils représentent était un littoral à lagunes, aux formes d'accumulations puissantes, grâce à l'alimentation en matériel détritique fourni par des rivières proglaciaires orientées Est-Ouest, comme celles de la partie Nord du strandflat. Au fur et à mesure que s'agrandissait la zone littorale (isostasie), ce réseau a été désorganisé au profit d'un écoulement vers le Sud au bénéfice de la pente générale des surfaces de la zone méridionale.

4.3.5 - La terrasse monotone Sud-Orientale (25 m)

A l'Est de la rivière Aula, les pointements rocheux se font rares et c'est un glacis uniformément couvert d'un épais manteau végétal qui monte doucement vers le Nord-Est, vers la montagne.

Cependant, le tracé en baïonnette de la rivière Aula ainsi que les "pertes" et les vallées mortes de ses affluents donnent à penser que le substratum est toujours calcaire ; en effet, les coupes faites par les petites gorges où coulent ces rivières montrent que, sur une plateforme calcaire, s'étend une couverture épaisse de matériel de plage. On a découvert, dans cette plage ancienne, deux horizons à Mytilus edulis ; le plus bas est en place (10 m) alors que le niveau supérieur provient du lessivage et du tri de niveaux plus élevés.

5 - CONCLUSION

Quelques caractères communs aux quatre strandflats étudiés peuvent être mis en évidence.

Les sandur, représentés dans les quatre unités, sont mieux développés dans les deux premières (Sarsöyra et Kaffiöyra), en rapport avec les moraines frontales des glaciers qui se terminent en arrière des strandflats. On remarque deux générations de sandur :

l'une fossile et couverte de végétation, l'autre fonctionnelle, entaillée dans la première et en contre-bas. Elles semblent provoquées par des variations glaciaires plutôt que marines. Les glaciers, autrefois plus puissants, possédaient des moraines plus abondantes et ont alimenté des sandur plus actifs et plus vastes dans lesquels les sandur actuels n'occupent plus que des espaces restreints.

Les plateformes à écueils sont des paysages caractéristiques à tous les niveaux, depuis le strandflat submergé jusqu'à la plateforme de 40 m. Les roches variées de l'Hecla Hoek en sont responsables. Elles ont un comportement très différent vis à vis des agents d'érosion et en particulier de la gélivation.

Les niveaux de plage les mieux représentés ont été notés à 10 m, 14 m, 25 m, 50 m, et quelques hauts témoins à 74-77 m, 97-103 m, 120 m.

La côte actuelle est essentiellement formée de falaises à soubassement rocheux tranché par une surface d'érosion sur laquelle sont dispersés des blocs glaciaires et que recouvre du matériel de plage ancienne. Ceci pose le problème, sur lequel nous reviendrons, des relations chronologiques entre épisodes marins et épisodes glaciaires.

Chapitre VIII

LES STRANDFLATS AUTOUR DE L'ISFJORD

Sur la rive Nord de l'Isfjord, des glaciers à front marin, alimentés par les fonna intérieurs, se jettent dans le fjord et ses affluents. Les presqu'îles, séparant les vallées glaciaires partiellement envahies par la mer, sont modelées en strandflats dont l'étude est d'autant plus intéressante qu'ils forment des unités bien délimitées aux caractères particuliers (planche hors texte IV).

Le long de la rive méridionale, où les vallées sont déglacées et éloignées les unes des autres, ces presqu'îles en forme de strandflats n'existent pas : mais, on repère de nombreuses terrasses marines étagées.

A la sortie du fjord, un vaste strandflat (Isfjordflya) se développe au niveau du Cap Linné ; c'est une réplique du strandflat Daudmannsöyra et son étude aurait présenté le plus grand intérêt mais elle n'a pas été réalisable.

1 - LE STRANDFLAT D'ERDMANNFLYA : UN ENSEMBLE DE CORDONS LITTORAUX ANCIENS (fig. 8-1)

Bordé par la mer sur trois faces, l'Isfjord, la baie Ymerbukta où se jette le glacier Esmark et la baie Borebukta où aboutit le glacier Nansen, le strandflat est nettement limité sur la quatrième face par la montagne Ramfjellet (611 m) dont le sépare une zone basse d'épandage, les eaux dévalant du flanc de la montagne étant partiellement rassemblées dans le lac Straunsjöen. La presqu'île d'Erdmannflya possède ainsi l'individualité d'une île (longueur : une dizaine de kilomètres, largeur : de 1 à 3,5 kilomètres).

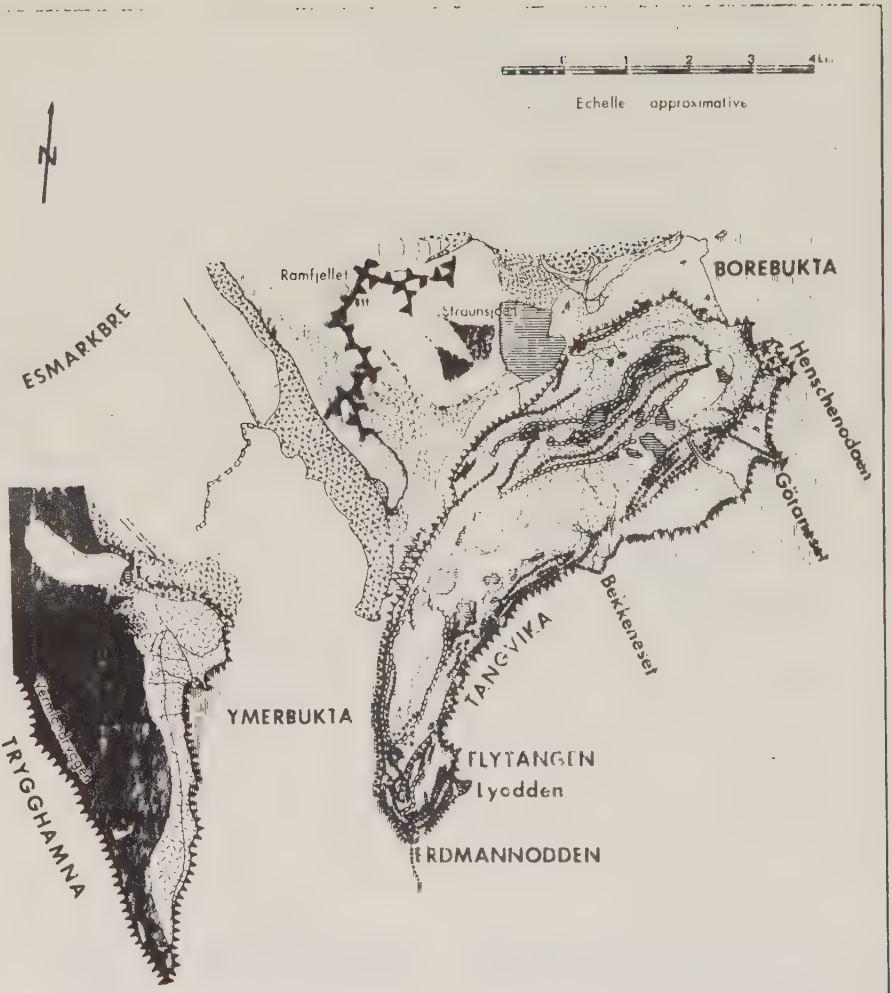


Fig. 8.1. Le strandflat d'ERDMANNFLYA

Les cordons anciens disposés de façon annulaire et la falaise morte qui ceinture la presqu'île renforcent l'impression d'un paysage insulaire. Les plages et cordons anciens présentent des formes remarquables mais ne sont qu'une couverture sur un ensemble de plateformes rocheuses.

1.1 - Les plateformes rocheuses en escalier

La disposition est dissymétrique : la plateforme supérieure domine la baie Ymerbukta au Nord-Ouest par une falaise verticale, tandis qu'elle descend par paliers à la fois vers le Sud-Ouest, le Sud, et le Sud-Est. Au niveau de la haute falaise du Nord-Ouest, la structure apparaît en coupe et l'on constate que les bancs de grès (Crétacé) sont affectés d'un léger pendage vers le Nord et tranchés par une surface d'érosion sur laquelle se disposent les cordons littoraux.

1.1.1 - La plateforme supérieure (25 - 27 m)

L'écoulement se fait mal sur son sommet très aplani, aussi est-il couvert de lagunes et de marécages (la marche y est très difficile dans l'épaisse mousse gorgée d'eau). Une magnifique falaise abrupte la limite de façon très continue ; elle est vive au dessus de l'Ymerbukta morte partout ailleurs. Qu'elle soit vive ou morte, la netteté de son profil est aussi impressionnante ; par exemple, entre Bekkeneset et Henschenodden, les congères de neige qui ourlent le pied de la falaise morte, à la façon des pieds de glace de falaise vive, renforcent l'impression de grande fraîcheur de cette forme marine fossile.

Les quelques rivières qui drainent la zone des lagunes et s'écoulent vers le Sud-Est en raison de la pente générale dans cette direction, franchissent en gorges la falaise morte.

En fait, la plateforme supérieure ne présente pas une uniformité totale et, vers le Sud-Est, elle descend par paliers ; le plus ne s'incline en pente douce de 18 à 12 m.

1.1.2 La plateforme inférieure (4 à 6 m)

Située au pied de la falaise morte, à 4 - 6 mètres de hauteur, elle est très étroite le long de la baie Tangvika où elle se réduit à une simple banquette au sommet de la petite falaise vive actuelle.

Mais elle s'élargit entre Bekkeneset et Henschenodden sous la forme d'une surface caillouteuse aplanie dans des schistes si gélifs qu'ils se débitent littéralement en allumettes. Elle est accidentée de longues crêtes rocheuses au profil dissymétrique (abrupt orienté vers le Nord-Est) formées d'un autre schiste qui réagit différemment à la gélivation. Il produit de grosses plaques formant un véritable dallage ; aussi les crêtes ont-elles l'apparence de chaussées se prolongeant en mer sous forme de caps étroits (cap Götaneset).

1.1.3 - La plateforme immergée (- 1 à - 2 m)

Le strandflat immergé à une très faible profondeur (- 1 à - 2 m) est particulièrement bien développé. Son étendue, très inégale, est conforme à la dissymétrie de la presqu'île ; il est étroit à l'W-N-W où la presqu'île est élevée et il s'élargit (3,5 km) à l'E-S-E quand elle s'abaisse. Mais, partout, sa profondeur infime et la présence d'une multitude de roches à fleur d'eau en font une zone impropre à la navigation.

Sur la photographie aérienne on distingue très nettement les contours de ce strandflat immergé dont le raccord avec les grandes profondeurs de l'Isfjord est extrêmement brutal. Des profondeurs comme 220, 275 m sont à proximité immédiate de l'isobathe - 10 m.

1.2 - Les formes marines anciennes

Des cordons de galets posés sur les surfaces d'abrasion rocheuses forment un magnifique assemblage de formes marines anciennes conservées en parfait état de fraîcheur. Leur disposition est complexe, cependant, quelques traits généraux peuvent être dégagés.

1.2.1 - Le cordon de 25 m et les formes d'accumulation associées

Ce cordon représente la ligne maîtresse du paysage. Il dessine, sur la haute plateforme deux anneaux ovales entourant des zones lagunaires ou marécageuses. La netteté de son tracé témoignerait d'un stationnement un peu prolongé de la mer à ce niveau. Branchées sur ce grand cordon, toutes sortes de petites flèches à crochets s'insinuent entre les lagunes.

Vers le Sud-Est, dans le sens de la pente topographique générale, des séries de rides de plage descendent en pente douce jusqu'à la falaise morte.

A l'endroit où la rivière de Tangvika coupe les rides de plage (altitude 19 m), des Mya truncata ont été recueillies en position de croissance dans le sable qui constitue leur biotope.

Il est souvent difficile d'étudier le façonnement des galets car ils sont enfouis sous la végétation. Cependant, tant dans le paysage que sur les photographies aériennes, les cordons apparaissent parfaitement en lignes claires. En effet, à leur emplacement mieux drainé ne poussent que les lichens, alors que les dépressions, plus humides, sont colonisées par la mousse.

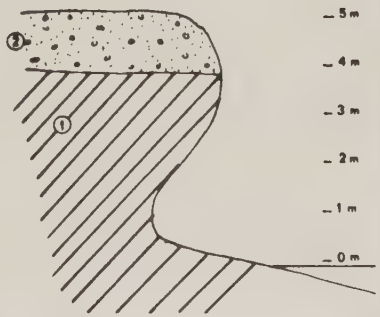
Malgré l'absence de mesures systématiques, on peut dire que le façonnement du matériel est très médiocre, ce qui n'a rien de surprenant car les galets de schiste prédominent et prennent mal l'émoussé. On peut faire la même remarque sur les plages actuelles.

1.2.2 - Les flèches triangulaires en séries

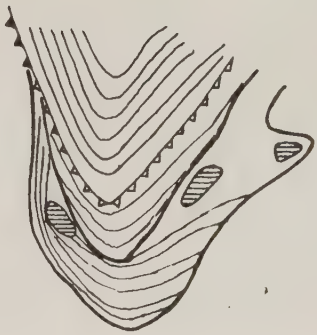
Au Sud-Ouest, dans la zone rétrécie appelée Flytangen, les cordons fossiles épousent une disposition triangulaire qui est celle du cap actuel de Erdmannodden.

On distingue trois ensembles qui sont sans doute autant d'étapes dans la mise en place du rivage :

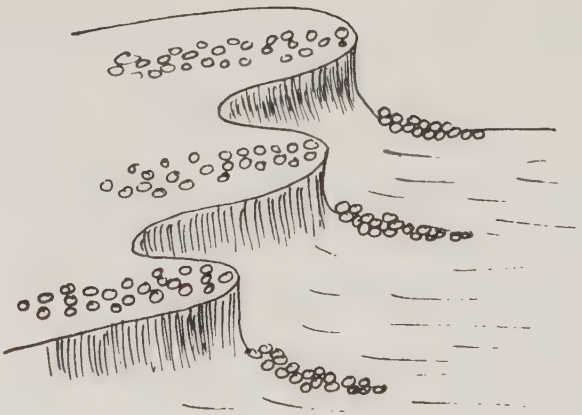
- un premier ensemble de 12 crêtes, limité vers le bas par la falaise morte qui dessine ici une pointe triangulaire et qui est couverte d'un placage de matériel de plage (altitude 14 m).



Profil en visor (paragraphe 1.3.2) :
1 - schistes ; 2 - sables et graviers.



Flèches triangulaires en série
(paragraphe 1.2.2).



Cordons anciens recoupés (paragraphe 1.3.3)

Fig. 8-2 - Croquis de détail (Erdmannodden).

- au-dessous, un deuxième ensemble de 6 crêtes, limité par un cordon plus vigoureux moulé sur deux lagunes.

- une série, encore plus bas, de rides nombreuses, s'épanouit sur la face Sud-Est ; elles arrivent à la côte actuelle entre Erdmannodden et Lyodden, recoupées par une petite falaise haute de 2 mètres (fig. 8-2).

1.3 - Un trait de côte actuel où les falaises dominent

1.3.1 - De hautes falaises rocheuses au N-W

Elles limitent le strandflat d'Erdmannflya le long de l'Ymerbukta. La falaise culmine à 27 m et s'abaisse à la fois vers le Nord (9 m au niveau de Morekilen) où elle est doublée par une falaise morte, et vers le Sud (9 m également) où elle est peu à peu fossilisée par les cordons.

Ce sont des falaises verticales, inaccessibles, taillées dans des bancs de grès. A marée basse, un étroit liseré de plage découvre à leur pied. Le matériel de la grève est très mal façonné, très mal trié ; les éléments les plus fins se mélangent aux gros blocs fraîchement éboulés sur la plage. L'apport de blocs tombés du haut de la falaise est trop considérable pour que la mer puisse les remanier et les façonner dans un milieu relativement bien abrité.

1.3.2 - Les basses falaises au S-E reflètent la dissymétrie générale de la presqu'île.

Le long de Tangvika, la falaise de 5 mètres de haut (3,5 m de roche est une couverture de 1,5 m de matériel de plage) présente un profil taillé en visor dans les schistes (fig. 8-2) ; tandis qu'en avant s'étend un estran rocheux arasé dans les mêmes schistes tendres. Le tracé de détail est toujours très tourmenté dans ce type de roches et au fond des nombreuses indentations s'accumulent de toutes petites plages de sable et de graviers.

Entre Bekkeneset et Henschenodden, la falaise verticale de 5 mètres de haut conserve la même allure au-dessus de son estran rocheux. Et même au-delà, le long de Borebukta, c'est contre une basse falaise rocheuse de même type qu'est plaqué le cordon littoral qui prend là une certaine ampleur à cause de la proximité de la moraine latérale du glacier Nansen pourvoyeuse en matériel.

La basse falaise est donc en rapport constant avec la basse plateforme et elle n'est interrompue que par le delta de Bekkeneset au débouché de la rivière la plus importante de la presqu'île.

1.3.3 - Du cap Erdmannodden au cap Lyodden, formes d'érosion et d'accumulation se combinent (fig. 8-2).

A l'extrême pointe du cap triangulaire, la falaise rocheuse est encore présente sous le matériel du cordon qui devient le caractère dominant du littoral. La falaise rocheuse est très basse (1 m), mais taillée verticalement dans la roche au-dessus d'un estran, rocheux lui aussi, et bien arasé.

Sur la face SE, tous les cordons anciens sont recoupés par une falaise au tracé oblique par rapport à leur direction et, à l'arrivée à la côte de chaque cordon, une petite pointe se dessine où la mer entasse les galets qu'elle vient d'arracher au cordon ancien.

A côté des formes d'attaque marine, les formes d'accumulation sont tout aussi remarquables. Le meilleur exemple est celui de la pointe Lyodden, pointe triangulaire formée de deux flèches d'ampleur inégale. Celle qui est mise en place par une dérive venant du Sud-Ouest est plus puissante que celle qui s'accumule sous l'effet de la dérive du Nord ; c'est la flèche Sud qui, par l'adjonction de crochets successifs a déterminé le sens de la progression de l'ensemble de la construction. Une lagune est emprisonnée entre les deux flèches ; on distingue la trace d'une ancienne passe, aujourd'hui obstruée sur la flèche Nord.

2 - LE STRANDFLAT DE BOHEMANFLYA : UNE ANCIENNE ILE RELIEE AU CONTINENT PAR DES PLATEFORMES ETAGEES (fig. 8-3).

Le strandflat long de plus de 10 km et à peu près aussi large, forme un vaste cap entre les glaciers Bore et Walhenberg, tous deux pourvus d'abondantes moraines latéro-frontales qui bordent le strandflat au SW et au NE, alors que les glaciers sont nettement en retrait par rapport à leurs moraines (fig. 3-14 et 3-15). A NW le strandflat entre en contact brusque avec la zone montagneuse du Syltoppen (680 m), au flanc de laquelle se succèdent les cônes de déjection torrentiels. Matériel morainique et alluvions torrentielles en grande abondance sont des éléments favorables à la construction de formes d'accumulations marines. D'autre part, la situation du strandflat à la confluence de deux fjords (Nordfjord et Isfjord) le prédisposait à un large développement. Nous avons déjà noté que de telles zones de confluence semblaient favorables à l'extension des strandflats.

2.1 - Une ancienne île rocheuse à l'extrémité S-E

C'est un pittoresque empilement de tables de grès qui culmine à 65 m et domine la mer et toutes les basses terres voisines.

Du sommet hérissé de rochers, on descend vers la mer par ressauts successifs : à 56 m (un estran qui a conservé les traces évidentes de l'action marine avec ses cuvettes où restent des galets), à 35 m, à 27 m. Les abrupts qui les séparent ont un aspect typique de falaises mortes, soulignées par des congères de neige et s'éboulant en gros blocs. Ces traits se simplifient vers le cap Bohemanneset où il ne reste qu'une seule falaise, vive, et dont l'altitude décroît peu à peu vers l'extrémité du cap.

Le rivage actuel est très découpé : de petites pointes rocheuses, à falaises (2 à 3 m) de grès qui se débite avec une extrême facilité, séparent de nombreuses petites anses où s'accumulent sable et galets.

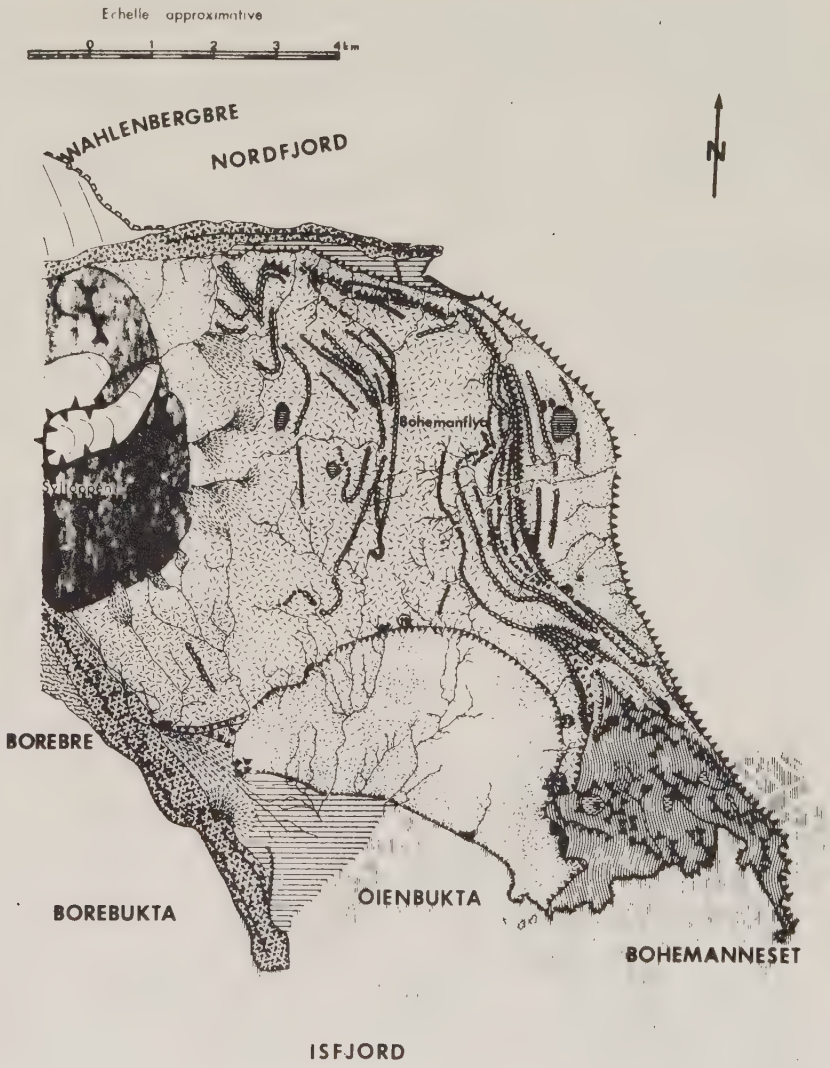


Fig. 8.3. Le strandflat de BOHEMANFLYA

L'interprétation de cette extrémité de strandflat comme une ancienne île se renforce quand on examine comment elle se raccorde à l'ensemble du strandflat par une pointe triangulaire formée de galets qui s'effile et se prolonge à la manière d'une queue de comète grandissant sous le vent d'une île. On voit mal comment une telle accumulation, actuellement dans les terres, aurait pu se mettre en place si ce n'est à un moment où cette zone rocheuse élevée était une île à l'abri de laquelle s'accumulait le matériel transporté par deux courants de dérive.

2.2 - Une plateforme intérieure à dépôts de plage, limitée par des falaises mortes.

Très plate et monotone, parcourue par un réseau touffu de petits cours d'eau, elle est couverte d'une mousse tellement épaisse qu'il est très difficile de voir le modelé de détail sur le terrain. Mais les photographies aériennes laissent apparaître les alignements de cordons qui la parcourent et qui sont autant de lignes de rivages progressivement abandonnées au cours du soulèvement isostatique. Ceci est évident sur la face orientée vers le Nordfjord où une vaste plage ancienne descend par paliers vers la basse zone côtière dont la sépare une falaise morte, signe d'un arrêt momentané dans le soulèvement.

C'est également une falaise morte qui limite la plateforme sur la face tournée vers Oienbukta. Son altitude (19 m au NW) s'élève progressivement (33 m - 49 m) vers le Sud à mesure qu'elle se raccorde avec l'ancienne île rocheuse. Cette falaise morte est l'accident majeur de la topographie uniforme des plateformes. Pourtant, elle manque de vigueur dans son modelé ; des coulées de solifluxion l'empâtent. On ne voit sa structure (substrat de grès et couverture de plage ancienne) qu'au hasard des gorges incisées à son passage par les rivières qui, par ailleurs, divaguent aussi bien sur la plateforme intérieure que sur les basses plateformes bordières.

Ce n'est qu'au niveau de l'ancienne île qu'elle devient une falaise abrupte, verticale même ; le pied est souligné de congères de neige.

2.3 - Les basses plateformes bordières

La plateforme centrale est bordée sur ses flancs NE et SW par des zones très basses, amphibies même, qui prennent leur appui e sans doute aussi leur alimentation sur les deux longues échines morainiques. Nous avons mieux étudié celle qui borde l'Oienbukta et qui est d'ailleurs la plus développée.

Les grands traits du relief se sont mis en place à la suite d'avances et de reculs successifs soit du glacier Bore, soit de la mer (fig. 3-15).

L'extension de la moraine témoigne d'une position beaucoup plus avancée du glacier Bore. Lorsqu'il repoussait devant lui cette moraine, il reprenait au passage du matériel marin qui se trouve actuellement mélangé au matériel morainique ; de nombreux galets montrent un façonnement marin et certains sont même encore encroûtés de lithothamnium ; des coquilles se mêlent à l'argile morainique. A cette époque d'avancée glaciaire, la ligne de rivage se trouvait nécessairement en avant de la ligne actuelle car le front du glacier ne s'avance jamais au-delà du trait de côte. Parallèlement au retrait du glacier, se produisait une invasion marine si bien que la crête morainique, au relief tourmenté, s'avance en mer sous forme d'un long cap étroit. Mais, depuis cette époque, la terre a gagné sur la mer et, derrière la moraine, l'Oienbukta est en voie de comblement rapide. On distingue bien les étapes de ces gains successifs :

- Au pied de la falaise morte s'étend une <u>plateforme très marécageuse</u> (altitude : quelques mètres). Le paysage est uniforme et très monotone. La mousse épaisse, l'eau et la boue cachent complètement la structure.

- En contre-bas, entre cette plateforme et la moraine, les rivières du strandflat de Bohemanflya débouchent sur un <u>sandur amphibie</u>, également alimenté à partir du lessivage de la grande ride morainique. C'est une étendue de graviers et de cailloux dont la limite avec la mer est tout à fait imprécise.

- Un strandflat immergé sous une très faible épaisseur d'eau (2 - 3 m). Sa limite interne est imprécise mais sa limite externe est si nette qu'on en distingue les contours sur la photographie aérienne. Le contact est brusque avec les grandes profondeurs de l'Isfjord (plus de 200 m). Il est évident que le comblement s'arrêtera là où commencent les grands fonds.

Le strandflat immergé s'étend tout autour du strandflat émergé formant une plateforme accidentée de multiples écueils à fleur d'eau. Sauf au niveau de l'Oienbukta, sa limite interne est partout une falaise.

3 - LE STRANDFLAT DE BLOMESLETTA : DES PLATEFORMES STRUCTURALES A RETOUCHES MARINES (fig. 8-4).

3.1 - L'importance de la structure

Strandflat de confluence entre l'Ekmanfjord et le Dicksonfjord, ancien îlot rocheux élevé (une soixantaine de mètres) à crêtes gréseuses pittoresques, c'est la réplique en quelque sorte du strandflat de Bohemanflya. Il s'étend aussi au pied d'une zone montagneuse (Tolmodryggen 662 m). Mais, là s'arrêtent les ressemblances, car aucun glacier n'existe à proximité et les accumulations morainiques n'influent pas sur la topographie de ce strandflat.

Par ailleurs, l'ampleur des aplanissements est très limitée. Blomesletta est le strandflat le moins intégralement aplani de ceux que nous avons étudiés. Faut-il mettre cette remarque en rapport avec l'absence de glaciers actuels ? Et dans ce cas, l'influence glaciaire jouerait-elle un rôle dans le façonnement des strandflats ? La cause est-elle à chercher dans une position d'abri relatif vis à vis des forces marines ? Nous reviendrons sur ces problèmes en étudiant les processus de formation du strandflat (chap. XV).

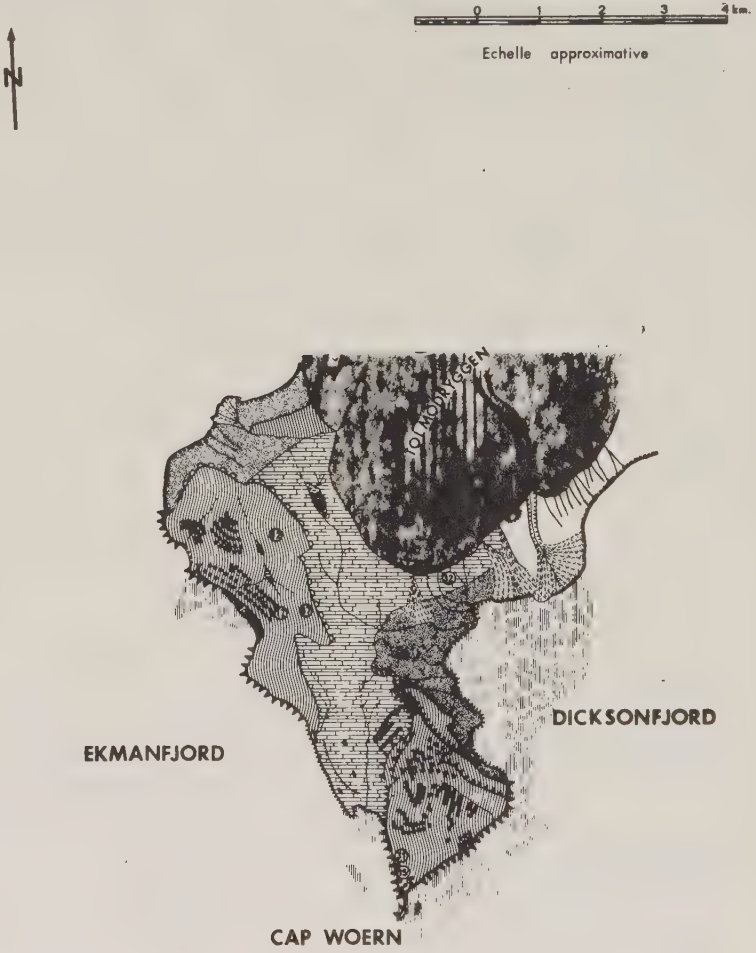


Fig. 8.4. Le strandflat de BLOMESLETTA

Les aplanissements étant médiocres, la structure commande les grandes lignes du paysage. La presqu'île est dissymétrique, avec les altitudes les plus élevées (57 m , 67 m) en bordure de l'Ekmanfjord. Les surfaces sont à peu près conformes aux tables de calcaire et de grès (carbonifère et permien) horizontales ou faiblement inclinées. Les couches sont par ailleurs tranchées par des abrupts, de style fronts de cuestas, qui ont fonctionné en falaises marines.

En effet, malgré cette absence d'aplanissements remarquables qui caractérisent habituellement les strandflats, l'action marine est attestée par l'existence de sable marin et de coquilles à 32 m. Les galets, à vrai dire, ne témoignent pas d'une origine marine dans la mise en place ; ils sont très anguleux et gélifractés. Mais ceci n'infirme pas les effets de l'action marine car, sur la plage actuelle, tant en bordure de l'Ekmansfjord que du Dicksonfjord, le façonnement est très médiocre. Cependant, l'oeuvre marine n'a apporté que des retouches à la structure qui conserve le premier rôle.

Bien qu'il soit difficile de dégager de grandes unités dans ce morcellement général, il semble qu'on puisse faire une distinction entre hautes et basses surfaces.

3.2 - L'échine des hautes surfaces en bordure de l'Ekmansfjord

3.2.1 - A l'W-S-W, le strandflat de Blomesletta se termine par des hauteurs qui présentent certaines ressemblances avec l'île ancienne de Bohemanflya : une haute surface (57 m), relativement plate et parsemée de petites lagunes, descend vers la mer par des paliers séparés par des abrupts qui ont dû jouer le rôle de falaises marines. Sur le terrain, on avait noté que ce sommet était plus ou moins recouvert par des cordons au tracé mal défini et formés de petits cailloux calcaires anguleux. On en distingue un grand nombre sur la photographie aérienne.

De cette surface sommitale, on descend, par de larges gradins, (45 m pour l'un d'entre eux) vers le Dicksonfjord et par des banquettes étroites vers l'Ekmanfjord, à 26 m et à 10 m (aplanissement sommital de la falaise vive). La mousse, très abondante, gêne l'observation du modelé de surface de ces gradins.

3.2.2 - Au Nord-Ouest, les hauteurs prennent la forme de longues crêtes gréseuses à allure de cuestas. Les rochers de grès rouge se dressent comme des écueils (62 m, 67 m). La dissymétrie de la presqu'île est ici la plus accentuée : entre les hauteurs et le Dicksonfjord se tient une grande plateforme de faible altitude, tandis que sur le versant de l'Ekmanfjord, la descente se fait par gradins étroits couverts de cordons peu accentués, au matériel mal façonné, et que l'on distingue beaucoup mieux sur la photographie aérienne que sur le terrain. Le contact avec la zone montagneuse se fait de façon tout à fait particulière : des plateaux calcaires inclinés se terminent par des micro-cuestas (l'abrupt a 2 à 3 m de hauteur) au-dessus d'une sorte de dépression de piémont qui borde la montagne. Le modelé de surface des plateaux est caché par la végétation.

Vers l'Est, le paysage change et c'est une plateforme calcaire (30 - 32 m) qui s'appuie à la montagne séparée de la surface inférieure par un escarpement rocheux qui ressemble fort à une falaise morte.

3.3 - Les basses plateformes (vers 5 m)

Reflet de la dissymétrie générale, elles sont beaucoup mieux développées sur la face orientale. Par contre, du côté de l'Ekmanfjord, seule une étroite plateforme moussue s'allonge au fond de l'anse principale entre un cordon de galets barrant un loc'h et une falaise morte dont le sommet atteint 16 m. Le pied de la falaise morte est souligné par des congères de neige et son sommet aplani est couvert de matériel de plage ancienne.

La côte du Dicksonfjord est la plus abritée. Là, on devine qu'autrefois un golfe profond séparait la montagne de la presqu'île rocheuse. Il est à présent comblé par un ancien sandur marécageux et moussu où la mer actuelle a taillé une côte à basses falaises (1 à 2 m). Ce sandur a cessé d'être fonctionnel et, au stade actuel, c'est l'érosion qui l'emporte sur l'accumulation.

Le strandflat immergé reflète aussi la dissymétrie générale. Il est mieux développé le long du Dicksonfjord où sa limite externe reproduit à peu près, sous l'eau, le tracé de la côte actuelle.

3.4 - Une côte à falaises

Dans la zone du Cap Woern, les falaises rocheuses sont hautes de 6 à 8 mètres.

Le long de l'Ekmanfjord les secteurs à falaises élevées (jusqu'à 16 m) au niveau des caps, alternent avec les secteurs des anses où la falaise est fossilisée par un cordon de galets barrant un loch. Vers le Nord, de part et d'autre d'un delta assez important, la mer a trouvé des matériaux suffisamment abondants pour construire un cordon plaqué contre la basse plateforme.

La basse falaise (2 m) du Dicksonfjord, taillée dans la masse caillouteuse de l'ancien sandur, est vive le long des pointes et bordée, dans les anses, d'un cordon de galets mal façonnés.

4 - CORAHOLMEN : UN EXEMPLE D'INTERACTIONS GLACIAIRE ET MARINE EN AMONT D'UN FJORD (fig. 8-5).

C'est la région qui nous a paru réaliser le mieux la synthèse des caractères glaciaires et marins.

Les glaciers Sefström et Holmström débouchent à l'amont de l'Ekmanfjord. Un très vaste sandur (Holmströmöyra) précède le front du glacier Holmström, et c'est uniquement dans la dépendance du glacier Sefström que se trouve placée l'île "Coraholmen" située à leur ancienne confluence. Comme l'île voisine "Flintholmen", Coraholmen présente la particularité d'être formée pour moitié de moraine et pour moitié de plateforme rocheuse calcaire (fig. 3-11).

Fig. 8.5. CORAHOLMEN

4.1 - Les îles ont enregistré les variations du glacier

En se référant aux observations de De Geer pour la période 1882-1910, complétées par la carte du Guide book (Norden, 1960) jusqu'en 1950, puis par les photographies aériennes de 1966, on s'aperçoit que, depuis 1896, date de l'avancée maximale, le glacier Sefström est en recul constant bien que variable (fig. 8-6).

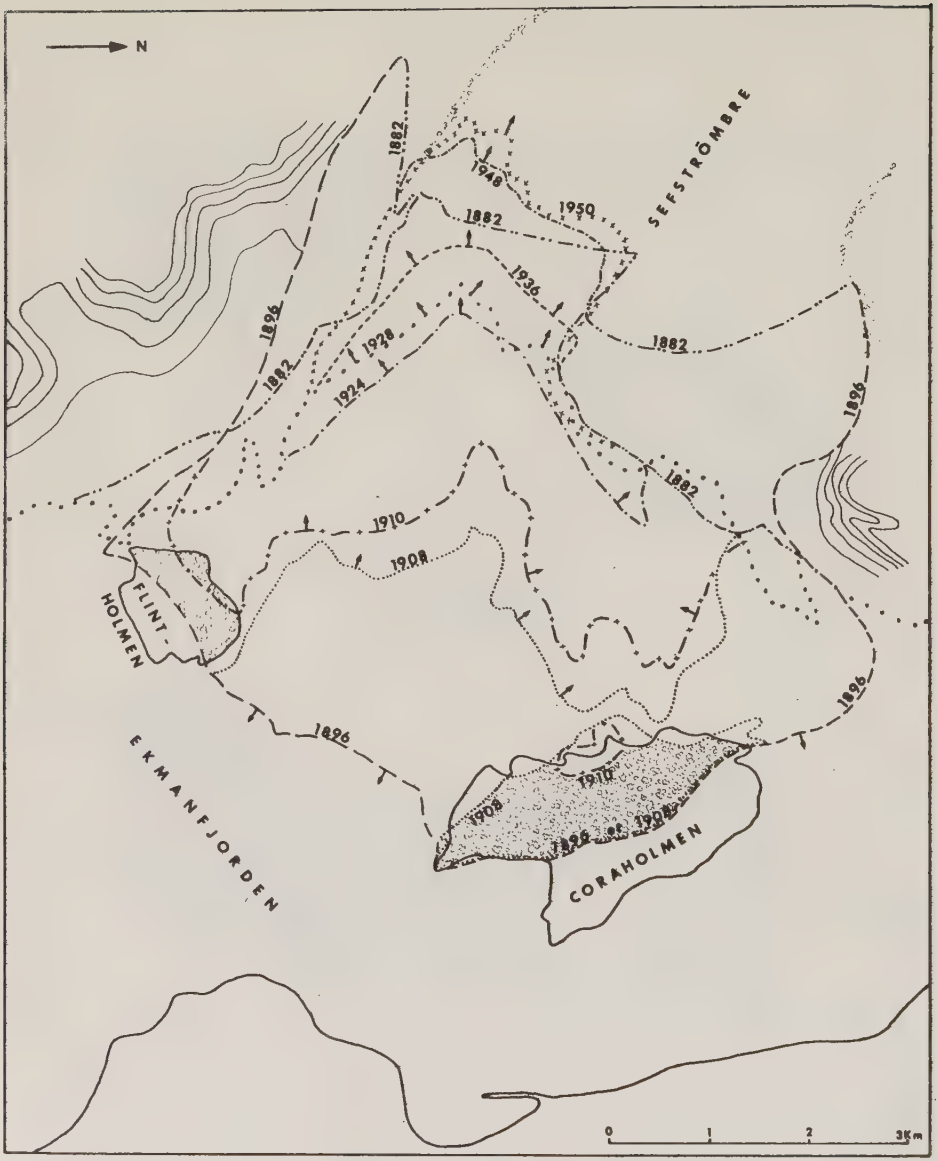
La première situation enregistrée, celle de 1882, est assez semblable à la situation actuelle : une falaise de glace forme la partie Sud du front glaciaire, tandis que dans la partie Nord une plaine d'épandage proglaciaire s'appuie sur un front de glace en rampe adoucie (forme de récession). Le glacier est loin d'atteindre les îles, mais la vieille moraine terminale trouvée sur l'île Flint montre que le glacier l'a atteinte avant 1882.

En 1896, la transformation est étonnante : le glacier a avancé de 6 km environ. Sa surface, qui était lisse, s'est couverte d'un réseau de crevasses, preuve d'un mouvement rapide. Alors que les petits glaciers affluents restent réduits, la langue principale a atteint les îles Cora et Flint, formant un vrai lobe de glacier de piémont. Il n'était pas loin d'atteindre la rive opposée de l'Ekmanfjord ; mais les plages soulevées qui couvrent cette rive prouvent que le glacier n'a pas été capable d'avancer plus loin que la position de 1896.

En 1908, le glacier a déjà amorcé un recul qui, dès lors, ne cessera plus. Entre les deux îles le retrait atteint 2 km, alors que, dans l'eau peu profonde où s'exerçait en plus une protection par les îles et les moraines, la récession est relativement insignifiante. Au Nord, la vieille plaine d'épandage proglaciaire de 1882 commence à réapparaître. Et, entre l'île Cora encore partiellement englacée et le front de glace, un détroit bordé de murailles de glace, s'est creusé en suivant le tracé des crevasses.

Depuis, le glacier n'a fait que reculer, essentiellement dans sa partie méridionale, la plus active ; la partie nord, formée de glace morte et d'épandage proglaciaire, est plus stable.

C'est donc la moraine de 1896 qui a laissé ses témoins sur les deux îles.



Le glacier Sefström et Coraholmen

international geographical congress - Guide book (1960)

Fig. 8.6

4.2 - La partie morainique de Coraholmen

Le paysage est un fouillis d'étonnants pitons escarpés modelés dans une argile rouge à blocs, la même d'ailleurs que celle de la moraine latérale-frontale actuelle du Sefströmbre. Les pitons, aux pentes raides, hauts de plus de 20 m, et la multitude des petits lacs composent un paysage extraordinaire. L'argile est littéralement truffée de coquilles marines et de maërl. Une coupe, tranchant un piton de 15 m, en montrait sur toute sa hauteur.

Actuellement, la mer attaque la moraine, entaille des pitons en falaises de hauteurs variées ; de l'argile ainsi délayée se dégage une énorme quantité de coquilles et de maërl ensuite accumulés sur les plages au point que les grèves faisant face au N-W en sont entièrement recouvertes.

Ici, comme à Bohemanflya, le glacier s'avançant sur un territoire marin, a repoussé à la manière d'un bulldozer, une énorme moraine frontale formée de sédiments marins. En considérant l'abondance extraordinaire du maërl dans la moraine, on peut penser que ce maërl a trouvé des conditions climatiques plus favorables que les conditions actuelles dans la période de submersion marine qui a précédé la réavancée maximale du glacier. En effet, actuellement, on ne trouve guère le maërl vivant que sous forme de lithothamnium incrustans. Cette phase de prolifération du maërl est-elle à mettre en rapport avec la phase de Mytilus edulis ? Ce n'est pas certain car le maërl n'aurait pas d'exigences très limitatives quant à la température*.

4.3 - La partie rocheuse de Coraholmen

Le sommet aplani (20 m), couvert de mousse et de lichen, domine par un abrupt une terrasse qui descend de 12 à 9 m. Ce niveau 9 m reste assez constant. Les abrupts ont des allures de falaises mortes.

---

* Renseignement oral de J. Cabioch

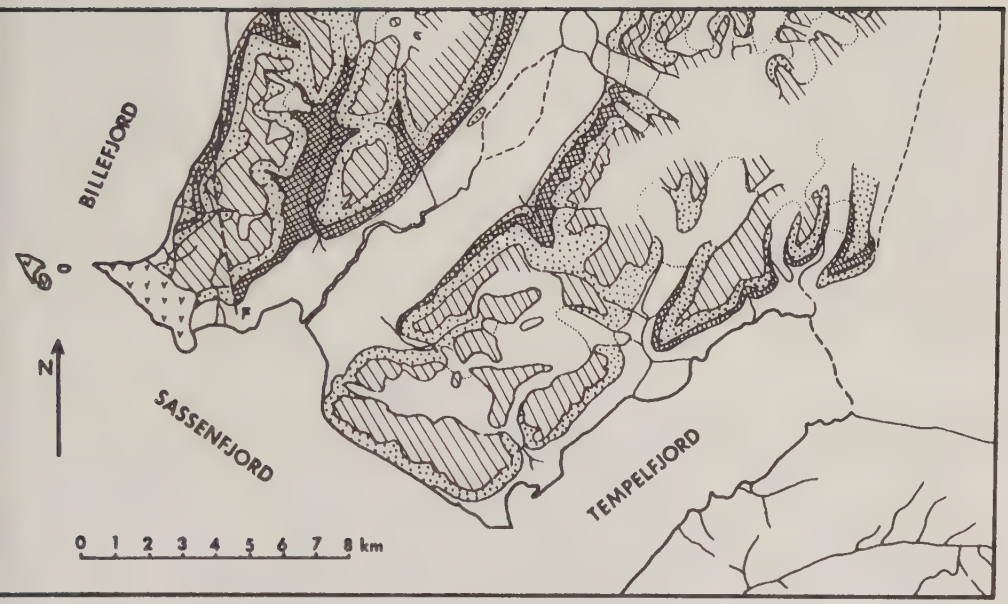
La falaise vive est peu élevée (2 m) et, à son pied, une grève étroite et caillouteuse découvre à marée basse. Le façonnement des galets est très médiocre, ce qui est normal pour des roches calcaires, en milieu abrité.

4.4 - La zone submergée

Au Nord et au Nord-Ouest de l'île, les profondeurs sont très faibles. Entre Coraholmen et le sandur de Sefströmöyra, on passe si progressivement de la mer à la terre, qu'il est pratiquement impossible de tracer le trait de côte. Les sédiments fluvio-glaciaires déversés dans le fjord en grande abondance se mêlent à l'argile rouge enlevée par la mer à la moraine submergée. Tout est rouge, les rivières, l'eau de mer, les sédiments. Il est à noter que les roches de bordure de l'Ekmanfjord amont consistent principalement en grès rouge carbonifère. Les fonds sous-marins sont composés d'un dédale extraordinaire de pitons d'argile à blocs, très escarpés, dont le sommet affleure parfois à la surface de l'eau. Il est étrange de constater qu'un tel paysage morainique chaotique, bien que formé d'argile, se conserve sous l'eau (profil-sondeur, nº 28). Pourtant, bien qu'en zone d'abri, la mer par vents du Sud est agitée de courtes vagues ; elle manifeste d'ailleurs un pouvoir érosif vigoureux sur les secteurs littoraux de la moraine.

5 - AU NORD DU SASSENFJORD : DES ENSEMBLES DE TERRASSES SOULEVEES A CORDONS DE GALETS (Planche hors-texte IV)

A l'exception du glacier Von Post qui se jette au fond du Tempelfjord, lui-même représentant l'extrémité amont du Sassenfjord, les glaciers sont absents de tout ce secteur. Les grandes vallées telles que Sassendalen et Gipsdalen sont totalement déglacées. Les montagnes sont proches de la côte ; elles sont élevées (plus de 700 m) et sont formées de roches du Carbonifère Supérieur et du Permien : surtout des



1 - bancs de gypse et de roches tendres

2 - calcaires, etc...

3 - Wordiekammen (calcaires)

4 - diabase

5 - glace, alluvions, éboulis.

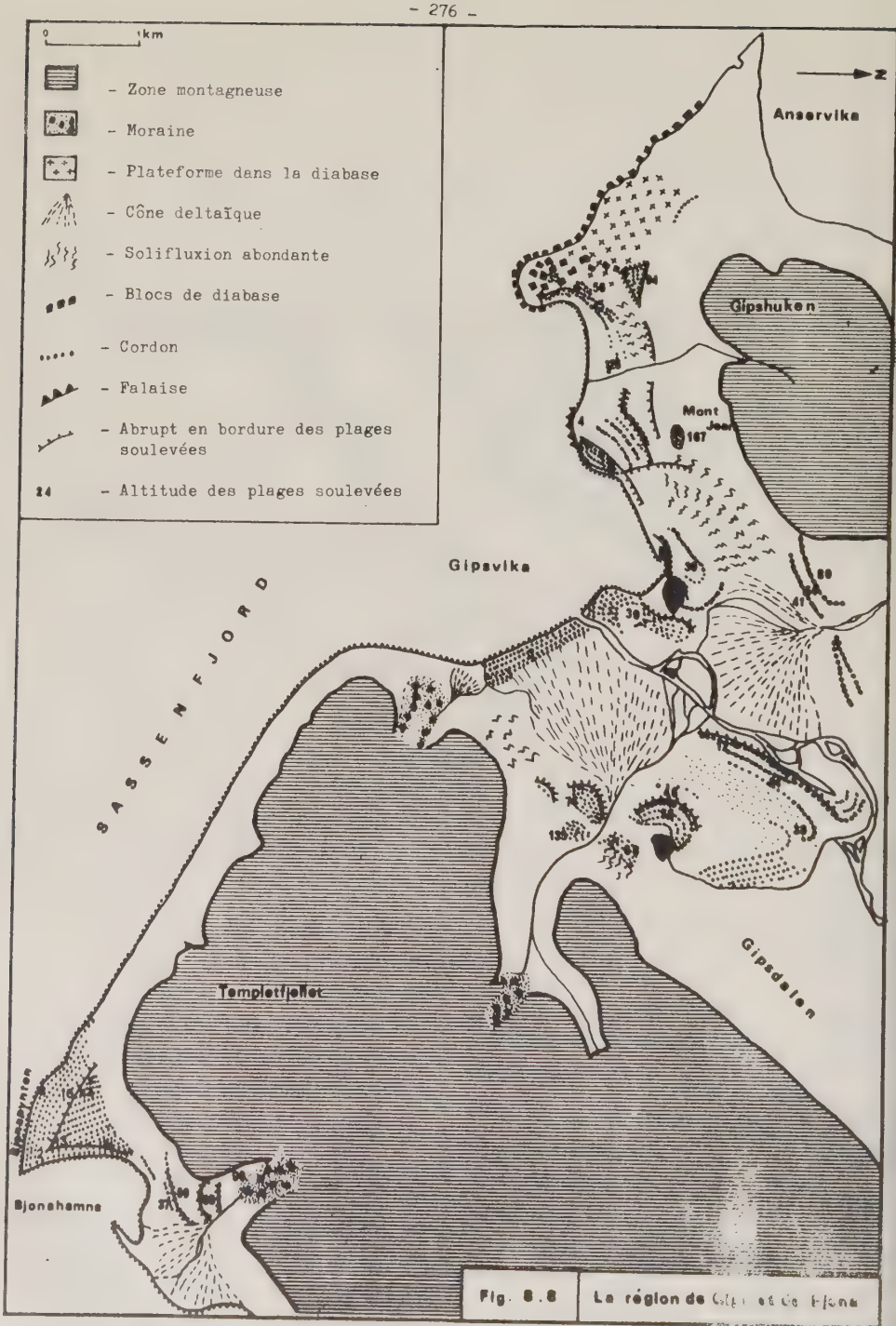


Fig. 8.8 La région de Gipsvika et de Bjona

calcaires associés aux grès avec des lits de gypse, en couches presque horizontales (Gee, Harland, Mc Whae, 1953) (fig. 8-7).

Des strandflats très étroits existent çà et là le long des deux rives de Sassenfjord ; les mieux développés sont, comme toujours, situés au niveau des caps :

- La région de Gips, à la confluence du Billefjord et du Sassenfjord. Bjonapynten, à la confluence du Tempelfjord et du Sassenfjord.

5.1 - La région de Gips : un ensemble de terrasses marines au débouché d'une large vallée déglacée (fig. 8-8).

5.1.1 - Le cadre

De part et d'autre de la vallée, les imposantes masses montagneuses ont des altitudes comparables (750 - 780 m) et Balchin (1941) suggère qu'elles sont des témoins d'une haute surface d'érosion. Il est vrai que la disposition subhorizontale des couches favorise cette massivité. Les versants escarpés sont accidentés de talus d'éboulis remarquables dont les plus célèbres sont ceux de la Montagne du Temple (Templet-fjellet).

Avec leur tracé d'allure rectangulaire, les larges vallées de Gips, du Tempelfjord et du Billefjord, correspondraient, d'après Balchin (1941), à des blocs faillés. Montagnes et vallées seraient ainsi des blocs soulevés ou affaissés. Il n'en reste pas moins vrai que la Gipsdal a été modelée par un glacier ainsi qu'en témoignent ses formes caractéristiques et les blocs erratiques observés le long du versant méridional ; puis, elle a subi un déglacement et, enfin, elle fut remblayée dans sa partie aval par des alluvions modelées en plages anciennes

5.1.2 - Les terrasses marines de la vallée et des versants montagneux.

5.1.2.1 - Toute la partie aval de la vallée est un complexe de cordons marins soulevés. De part et d'autre de la rivière, s'étagent des terrasses marines à différentes hauteurs ; en général, les altitudes se correspondent sur les deux rives, mais, dans le détail, l'agencement des formes est compliqué car la rivière les recoupe, ayant certainement changé de cours plusieurs fois.

La terminaison amont de cet ensemble est très nette : c'est à 38 m, un cordon très redressé, orienté perpendiculairement à la direction de la vallée qu'il barre complètement. Il est formé de petits galets (en moyenne 50 à 100 mm de longueur), surtout des plaquettes calcaires. Il domine d'une dizaine de mètres les marécages qui s'étendent en amont. Vers l'aval on descend par une succession de terrasses de petits galets, dont les altitudes les plus constantes sont 24 et 16 m ; de cette dernière terrasse on passe à un cordon très continu à 12 m*.

Il est probable que la vallée de Gips était, au début de la période postglaciaire, un fjord affluent du Sassenfjord, semblable au Tempelfjord et au Billefjord (Balchin, 1941). Plus étroite que les autres et mieux alimentée en matériel fluvio-glaciaire, elle a été comblée avec l'aide de la mer qui dressait des cordons de barrage. Deux étapes ont marqué cette évolution :

- le cordon de 38 m, construit par la mer avec le matériel des cônes de déjection des torrents dévallant des montagnes du Nord et du Sud, a bloqué la zone amont du fjord qui s'est comblée en arrière.

- le cordon actuel, large et très redressé, déjà fossile dans sa partie interne, domine la zone marécageuse qui s'étend en arrière. C'est la reproduction de la situation d'amont.

---

* Nulle part, nous n'avons trouvé de coquilles

5.1.2.2 - Au Nord, sur les flancs des montagnes Gipshuken et Usherfjellet, comme au Sud, le long du Mont Templet, s'étagent des terrasses à soubassement rocheux, dont la couverture de sable et graviers atteste l'origine marine.

En montant sur le flanc de la Montagne du Temple, on a noté la succession suivante :

- à 44, 46 m : un cordon de galets

- à 56 m culmine un ensemble de cordons de galets ; il démarre sur un abrupt rocheux ressemblant à une falaise morte immédiatement au-dessus du cordon de 46 m, puis il s'élève par une suite de rides très aplaties, en marches d'escalier, partiellement recouvertes de mousse.

- à 68 m : une terrasse porte des traces de rides de plages mais une intense solifluxion boueuse et une épaisse couverture de mousse gênent les observations. Balchin (1941) a noté un niveau de 70 m ; il s'agit sans doute du même*.

- à 74 m : une magnifique terrasse de sable et graviers, sans végétation, est recoupée par un bras de la rivière Gips et par une petite rivière qui descend de la montagne du Temple. Elle s'élève directement au dessus de la plage de 44, 46 m. L'abrupt, d'une trentaine de mètres, paraît formé de matériel de plage mais il est évident que les éboulis peuvent cacher un substrat rocheux. Balchin (1941) a noté un niveau à 75 m et pense que c'est le niveau le plus élevé où l'action marine est incontestable. Il pense aussi que les différents abrupts sont des falaises marines façonnées par les vagues et non des entailles produites par une érosion latérale de la rivière.

- à 135 m : au-dessus de la précédente terrasse, une butte bien aplanie est d'origine marine. Elle est couverte de sols polygonaux très réguliers (diamètre 1 m) dont le centre est constitué de sable et graviers typiques des plages anciennes et dont les "murs" sont faits de gros galets calcaires (longueur : 100, 200 mm). On y a noté ainsi

---

* Les mesures peuvent être légèrement différentes, à 1 ou 2 m près, soit parce que le cordon ne présente pas partout la même altitude, soit parce que le 0 de référence est différent. Nous avons pris comme 0 de référence le niveau de la haute mer.

la présence de quelques gros blocs erratiques calcaires.

Sur le flanc de la montagne Gipshuken, une solifluxion très active a colmaté les versants et ce n'est qu'au débouché de la rivière qui sépare les montagnes Gipshuken et Usherfjellet qu'apparaissent les terrasses marines :

- à 41 m : un niveau qu'on peut assimiler au cordon 44 m de la rive Sud et à la terrasse de 45 m signalée par Feyling-Hansen (1950).

- à 54 m : une terrasse de sable et petits galets, recoupée par un bras de la rivière. La coupe donne l'impression que les 13 mètres de dénivelé qui la séparent du niveau 41 m sont faits de matériel de plage. Nous avons fait la même remarque pour le niveau 74 m de la rive opposée. Ce niveau est à rapprocher du niveau 56 m de la rive Sud et du niveau 56,5 m de Feyling-Hansen qui note, par ailleurs, que 60 m est laligne de rivage la plus élevée où il ait trouvé des fossiles marins.

- à 80 m : la terrasse très régulière semble correspondre à la belle terrasse de 74 m au Sud ; mais, comme elle est couverte de produits de solifluxion, les preuves irréfutables d'un niveau marin font défaut. On peut signaler cependant que Feyling-Hanssen (1950) la suppose marine malgré l'absence de fossiles.

- à 167 m : le niveau trouvé au flanc du Mont Jean a également une origine marine un peu douteuse, car cette butte, au sommet très bien aplani, n'est pas recouverte de matériel de plage habituel mais de cailloutis calcaire gélifracté. Il est vrai cependant que sables et galets marins se retrouvent sur la pente à 145 m ; et le versant de cette butte est accidenté par une série de petites terrasses où les galets se mêlent à la solifluxion (97 m, 38 m, 27 m, 17 m, 11 m).

5.1.3 - Le cap Gipshukodden : une plateforme d'abrasion marine dans la diabase, avec des cordons soulevés de blocs de diabase et des placages de plage ancienne (fig. 8-8).

5.1.3.1 - La plaine côtière

Entre Gipsvika (Baie de Gips) et Anservika, s'étend une plaine côtière qui émerge directement de la mer et monte vers l'intérieur

jusqu'à une altitude de 94 mètres. La plaine côtière et les îles de l'archipel Gasöyane sont constituées de diabase qui est responsable de leurs caractères particuliers. La diabase passe en position anticlinale dans la montagne Gipshuken par-dessus le calcaire carbonifère qui affleure à la côte dans la baie de Gips. L'affleurement de diabase, limité également au niveau d'Anservika, est donc restreint à la zone du cap et des îles.

Les îles atteignent une altitude maximale de 20 m. Les stries glaciaires orientées dans deux directions (NE-SW et E-S-E - W-N-W), notées sur les plus bas niveaux semblent tracées par les glaces du Billefjord et du Sassenfjord. Balchin (1941) estime que, les stries étant postérieures à la formation des plateformes, celles-ci seraient d âge préglaciaire.

Les deux directions de stries (E-S-E - W-N-W étant la plus fréquente) sont également notées dans la zone du Cap. Il semble bien que celle-ci soit une plateforme d'abrasion marine sur laquelle on ensuite passé les glaciers, creusant les stries à la surface de la roche et déposant quelque matériel morainique dans les dépressions. La position du niveau de la mer à cette époque n'est pas connue, mais il est évident que la plateforme a été submergée après le retrait des glaciers et ensuite, sans doute assez récemment, une régression marine s'est produite (Feyling-Hanssen, 1952). Au cours de cette régression, en rapport avec le soulèvement isostatique actuel, des lignes de rivages se sont mises en place pendant les périodes de stationnement provisoire.

5.1.3.2 - Les terrasses à dépôts de plage

Au Sud-Est de la plateforme, c'est-à-dire au-dessus de la baie de Gips, les terrasses couvertes de dépôts de plage et séparées les unes des autres par des falaises mortes sont des témoins de l'action marine.

Une coupe, du cap vers l'intérieur, donne la succession suivante :

- Au-dessus des rides de plages, formées de blocs de diabase

(15 - 20 m)une belle terrasse marine monte doucement de 34 à 55 m et s'épanouit à ce niveau, avec des cordons de gros blocs de diabase arrondis qui font progressivement place, vers l'Est, à du sable coquillier où nous avons recueilli en abondance des coquilles souvent entières. A 45 m, Feyling-Hanssen a prélevé une collection parmi la faune fossile très riche ; Saxicava arctica (42,2 %) et Mya truncata (41,7 %) dominent largement.

Il a de plus trouvé une grosse vertèbre de baleine à 56 m. C'est le plus haut niveau marin à fossiles de la région. Il correspond aux terrasses 54, 56 m de Gipsdalen.

- La partie supérieure de la plateforme est masquée par des nappes de solifluxion, et c'est à 73 m que s'élève une grande falaise verticale dont le sommet atteint 94 m. Un abrupt de 21 m délimite donc le dernier étage : surface rocheuse d'abrasion, couverte d'une plage de sable et graviers (94 m). Nous n'y avons pas trouvé de coquilles. Balchin (1941), de son côté, a noté 92,4 m pour le plus haut niveau. Quoiqu'il en soit, ce dernier niveau, limité par la falaise morte, représente bien le tracé d'un ancien cap Gips avant que la plaine d'abrasion marine n'ait été soulevée.

Il faut noter qu'à l'Est de cette coupe, au contact du versant Nord de la vallée de Gips, la solifluxion a largement recouvert la pente. Pourtant, à 26 m un lambeau de plage se détache très nettement. Feyling-Hanssen a mesuré 28,3 m, sans doute pour le même niveau. Nous y avons découvert les restes d'un squelette de baleine, très décomposé et enfoui sous la mousse.

D'après Feyling-Hanssen (1950), les os de baleines sont assez fréquents sur les plages soulevées de cette région, alors qu'ils sont rares sur les bas niveaux (3 à 10 m) et absents des plages actuelles.

Enfin, sur le petit cap calcaire qui sépare en deux parties la baie de Gips, la falaise est aplanie par une surface sur laquelle es déposée une plage ancienne épaisse de 0,5 à 1 m (altitude : 4 m). Nous y avons trouvé en si grande abondance des coquilles de Mytilus edulis qu'on peut se demander s'il s'agit là du niveau à Mytilus. Feyling-Hanssen

a fait, à ce niveau, une collection où les Mytilus edulis représentent presque le total (82,5 %) et, à 7,3 m, il a récolté une autre collection où les Mytilus sont nettement moins abondants (12,8 %), après Astarte borealis (48,8 %) et Astarte montagui (33,8 %).

5.1.3.3 - Le littoral dans la diabase

La nature particulière du substratum (diabase) a marqué de son empreinte, tant le rivage actuel que les cordons anciens. Sur la grève actuelle, aux gros blocs de diabase arrondis se mêlent de petits galets de calcaire. On ne voit pas de galets de diabase. Il semble bien que la nature même de la diabase la prédispose à être débitée en blocs de forme cubique. Les crêtes anciennes (entre 55 et 45 m, 35 et 25 m, autour de 20 m et de 15 m, et plus rarement vers 10 et 5 m) présentent le même aspect de cordons de gros blocs.

5.2 - Bjonapynten : une succession de cordons littoraux soulevés (fig. 8-8)

5.2.1 - Le cadre général

La masse imposante de la Montagne du Temple s'étend entre la vallée de Gips et le Tempelfjord. Elle est faite de couches sédimentaires (calcaire, gypse, grès) du Carbonifère supérieur et du Permien, presque horizontales et responsables du sommet plat de la montagne (513 m, 660 m au-dessus du Sassenfjord ; le sommet du Mont Templet atteint 782 m). Le rebord montagneux, vertical, est disséqué par une succession de couloirs régulièrement espacés et, au pied desquels se sont accumulés de grands talus d'éboulis. De larges cônes, hauts de 200 à 300 mètres, se succèdent sans interruption. Anders Rapp (1960, pp. 44-49) en donne une description précise et minutieuse. Ces cônes sont tous construits de matériel similaire du point de vue de la nature, de la forme et de la taille : cependant, Rapp, ayant montré les différences dans la pente et le profil des cônes, en déduit qu'ils ont été mis en place par des

processus de transport différents (torrents, avalanches, coulées boueuses, etc...).

Certains cônes sont accidentés de hautes terrasses qui, malgré leur altitude plus élevée (entre 130 et 180 m), présentent des analogies avec les replats de versants, déjà décrits pour d'autres régions du Spitsberg.

Au pied des cônes d'éboulis, s'étend un ensemble triangulaire tout à fait remarquable de cordons littoraux anciens. Cet ensemble est formé de deux séries de cordons d'orientation différente. Un escarpement, qui pourrait être une falaise morte, sépare les deux séries.

5.2.2 - La série des cordons élevés (fig. 8-8)

Au Nord de l'escarpement, et recoupée par celui-ci, s'étend une magnifique série de grandes crêtes de galets, concentriques, dépourvues de végétation et tombant graduellement de 44 m jusqu'au niveau actuel de la mer. L'ensemble fait face au N-E, par conséquent au plus grand fetch du Tempelfjord. Il est difficile de compter les rides (plusieurs dizaines) car, à côté de celles qui sont assez nettement marquées, il y a des gradins de toutes dimensions.

Les crêtes sont tronquées aussi bien du côté SW que du côté E. Au SW, le long du Sassenfjord, c'est une véritable falaise, d'une vigueur exceptionnelle, qui recoupe toutes les crêtes. Elle a 28 m de dénivelé (44 m au sommet, 16 m au pied) à l'enracinement des cordons, puis, tout en conservant son profil quasi-vertical, elle s'abaisse progressivement vers la pointe en gardant un dénivelé remarquable de 11 m (soit 13 m au sommet et 2 m au pied). La falaise qui recoupe les cordons anciens à l'Est, du côté de Bjørnhamna, ne garde pas sa vigueur aussi bien que l'autre ; sa hauteur diminue en sens inverse, depuis la pointe, où elle se raccorde à la grande falaise, jusqu'au fond de l'anse où elle s'atténue peu à peu pour disparaître sous le cordon actuel ; ce qui est normal, car, à la pointe, elle recoupe des cordons anciens relativement élevés, puis des cordons de plus en plus jeunes donc de plus en plus

bas. Peut-on expliquer la mise en place de cet ensemble de cordons anciens, remarquablement ordonné, conservé et délimité ?

Les cordons se sont mis en place à l'emplacement d'un angle de la côte (ce qui est une position habituelle, cf. Schou, 1945) et faisant face au plus grand fetch du Tempelfjord parcouru par des vents de NE (planche hors texte IV). La croissance du cône de déjection de la rivière Bjonadalen protège maintenant Bjonahamna des houles de NE et l'arrêt dans la croissance du système de cordons est sans doute à mettre en rapport avec cette construction. La falaise qui fait face au Sassenfjord s'est développée au fur et à mesure de la construction des cordons les recoupant les uns après les autres, sous l'effet du courant de dérive parcourant le Sassenfjord, du NW vers le SE dans le sens du plus long fetch et tendant à réajuster l'accumulation en voie de construction à l'alignement du littoral le long du fjord. La deuxième falaise se serait développée par suite de la transformation de la dynamique littorale, d'une part avec l'allongement progressif du système de cordons, d'autre part à cause du développement des accumulations de Bjonadalen, coupant la houle de NE. La construction des cordons se poursuit vers le fond de la baie, alors que le tracé de la côte tourne pour faire face à l'Est.

L'ampleur de ces falaises recoupant un ensemble de cordons soulevés est telle qu'il est vraisemblable qu'elles correspondent à un stade de stationnement dans la remontée isostatique pendant lequel le pouvoir érosif de la mer l'a emporté. Le résultat est une combinaison remarquable de caractères de construction et d'érosion marines réunis.

5.2.3 - La série des cordons subactuels

Au pied de la falaise morte du Sassenfjord, s'aligne une succession de cordons subactuels, orientés approximativement comme le rivage actuel et descendant en marches d'escaliers vers la mer, de 16 à 4 m. Ils se groupent en ensembles de 4 - 5 rides séparés par de petits talus. Ils semblent le produit d'une dérive vers le SE, longeant le pied de la Montagne du Temple. Ce système doit être récent. Il a comblé l'angle

résiduel entre la ligne de rivage de la Montagne du Temple et celle de la falaise qui recoupe des cordons anciens. Il n'y a pas eu de hiatus entre l'évolution de ces cordons subactuels et la mise en place du cordon actuel.

5.2.4 - Le cordon actuel

Il longe la montagne du Temple et se poursuit sans discontinuité le long de Bjonapynten, au pied du système subactuel dont le dernier cordon (4 m) le domine par un ressaut de 1 m environ.

5.2.5 - Les terrasses étagées de Bjonahamna (fig. 8-8)

Nous les étudions avec l'ensemble de Bjonapynten, bien qu'elles appartiennent aussi au type suivant, "les plaines deltaïques soulevées", étant donné qu'elles sont construites au débouché de la Bjonadalen. Mais nous avons vu que la construction du delta a eu des interférences avec la mise en place du système de Bjonapynten, il est donc juste de les associer dans l'étude.

La plus élevée, à 74 m, n'a pas une origine marine certaine, car elle est très perturbée par la solifluxion et par les éboulis. Il semble bien qu'elle corresponde à celle que De Geer (1908) a cartographiée à 89 m car il a dû prendre sa mesure sur les monticules de solifluxion qui surmontent la terrasse et que nous avons mesurés à 90 m.

A 68 m, une terrasse inclinée (De Geer, 69 m).

A 59 m, les caractères marins apparaissent plus nettement. La terrasse est modelée en un système de cordons tronqués par deux abrupts déterminant une pointe comme ceux de Bjonapynten. Le grand abrupt, haut d'une vingtaine de mètres, qui limite la terrasse a tous les aspects d'une falaise morte.

A 37 m, une étroite terrasse où nous n'avons pas découvert de traces marines, mais qui doit être celle (36 m) où Feyling-Hanssen (1950) déclare avoir trouvé des dépôts marins avec Saxicava arctica, Mya truncata...

Sur la rive SE d'un ancien passage de bras de rivière, une terrasse modelée en cordons, s'incline de 26 à 21 m (De Geer, 19 m) et se termine par un abrupt bien marqué (13 m à la base) qui limite l'ensemble des terrasses au-dessus des alluvions du delta.

Dans la zone basse, il est difficile de faire la part des accumulations fluviales et marines, d'autant plus que la solifluxion, par endroits, a tout remanié. Feyling-Hanssen (1950) signale, sur une pente de solifluxion, des coquilles marines à 6,50 m (Mya truncata, Astarte borealis, Saxicava arctica).

0

0 0

Pour conclure, on peut dire que la région de Gips comme celle de Bjonapynten, sont des terrasses soulevées à galets qui se sont mises en place au fur et à mesure que la mer travaillait à des étages de plus en plus bas. Que survienne une phase d'immobilité, et, l'érosion reprenant le dessus, des falaises tronquent les rides de galets. Puis, lorsque le mouvement isostatique reprend, les falaises sont à leur tour soulevées. On aboutit ainsi à un ensemble de terrasses échelonnées, depuis le niveau 167 m (douteux) ou 74 m (sûr), séparées par des falaises mortes.

6 - AU SUD DU SASSENFJORD ET AUTOUR DU TEMPELFJORD : DES PLAINES DELTAIQUES SOULEVEES.

Dans le Sassenfjord et son affluent le Tempelfjord, de grandes quantités de matériel fluvio-glaciaire sont déversées en été par les torrents. L'abondance du matériel charrié s'explique aussi par l'action intense du gel qui, en l'absence de végétation, attaque et débite en plaquettes les affleurements de calcaire carbonifère particulièrement gélif. L'effet de dispersion de la mer étant faible dans ces zones relativement abritées, les alluvions se disposent en petits deltas au débouché des torrents. Des terrasses marines anciennes ont modelé ces accumulations et se trouvent donc toujours associées aux plaines deltaïques. Elles sont de faible envergure mais assez nombreuses. Sur certaines de ces terrasses, on a trouvé des coquilles marines.

6.1 - Cap Murdoch (fig. 8-9)

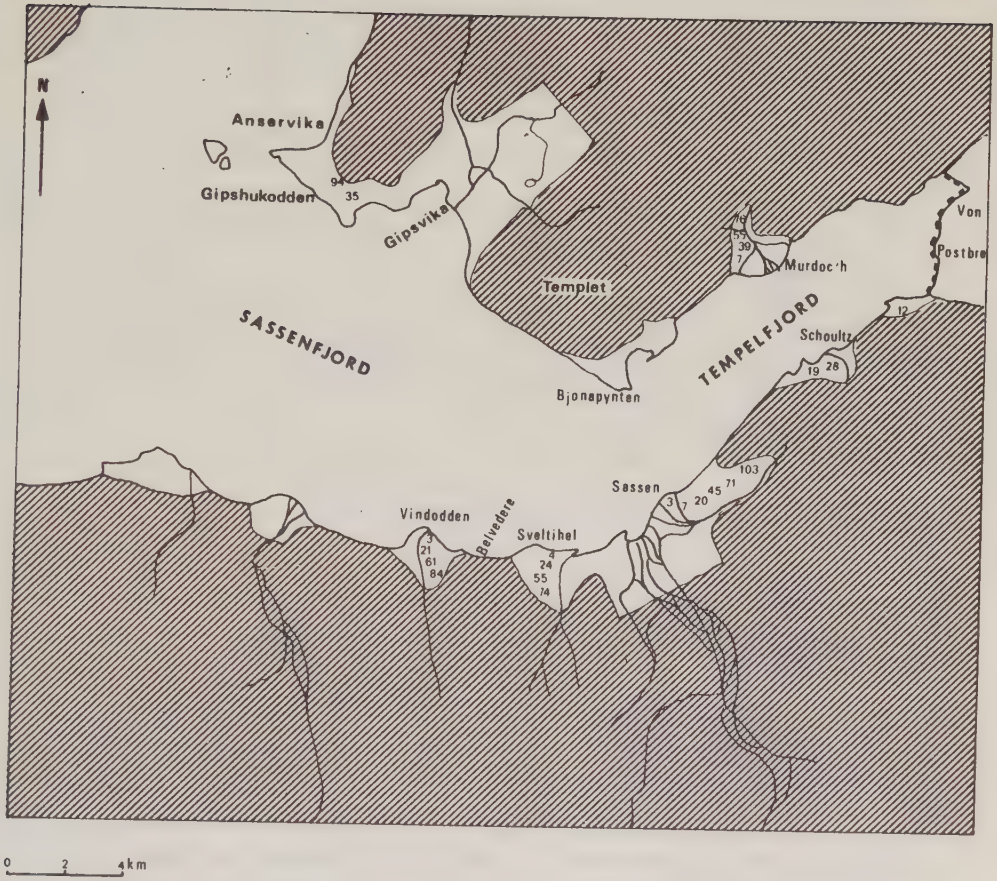
Les alluvions proglaciaires du Murdochbre s'accumulent en delta sur la rive Nord du Tempelfjord. Au débouché de la montagne des terrasses s'étagent sur les deux rives, mais elles se sont mieux développées sur la rive droite.

- A 76 m, la terrasse la plus élevée est très perturbée par la solifluxion, modelée en polygones et parsemée de blocs erratiques.

- A 55 m, une terrasse de graviers et sables grossiers. C'est le matériel habituel des plages soulevées mais nous n'y avons pas trouvé de coquilles.

- A 39 m, une terrasse très aplanie et très continue puisqu'on la retrouve sur les deux rives du torrent. Parmi les graviers et petits galets, nous avons découvert des débris coquilliers. Elle représente donc le premier niveau marin sûr.

- Vers 32 m, un "glacis" à solifluxion, façonné en sols polygonaux et striés. Dans la solifluxion apparaissent des galets d'allure marine mais pas de coquilles.



Strandflat : terrasses marines et plaines deltaïques soulevées.

28 Altitude des principaux niveaux marins soulevés.

Fig. 8-9 - Au Sud du Sassenfjord et autour du Tempelfjord. Croquis morphologique.

- A 7 m, Feyling-Hanssen a récolté des fossiles sur une terrasse à l'Est du delta (Astarte borealis, Saxicava arctica, Mytilus edulis...). Il a noté que la partie inférieure de la terrasse est composée de matériel morainique contenant des blocs ; dans la partie supérieure les lits de sable et de graviers sont interstratifiés.

A cause de la neige abondante, il n'a pu travailler que dans la zone basse. A l'inverse, nous n'avons pu faire que de médiocres observations, dans cette zone basse car le delta était complètement recouvert de neige glacée (le 6 août), alors que les zones supérieures étaient mieux dégagées.

Les matériaux de la plage (sables et graviers) contrastent avec les gros galets du delta. Comme il est normal, la face orientée vers l'amont du fjord a des éléments moins bien triés que la face orientée vers l'aval et plus exposée aux houles.

Aucun strandflat immergé ne borde le delta, tous les deltas se prolongent sous l'eau par des fronts très abrupts.

6.2 - La terrasse marine et la moraine à coquilles du Glacier Von Post.

Le Von Postbre, rejoint par le Tunabre, débouche par un front marin à falaises de glace dans le Tempelfjord. Nous avons vu que ce front était sujet à d'importantes variations (chap. III - 3.1.3).

Une moraine à coquilles, témoin d'une position avancée de la moraine latérale-frontale, s'étend sur la rive Sud, sur une longueur de 2 km et se termine en cap. Les coquilles sont abondantes et variées dans l'argile rouge à blocs (Saxicava, Astarte, etc...). Nous avons déjà signalé des exemples de moraines à coquilles, témoins d'une réavancée du glacier qui englobe des argiles marines dans sa moraine frontale.

Une terrasse marine soulevée s'étend derrière la petite lagune que barre le cordon littoral actuel. Nous avons mesuré sa hauteur : 12 m.

Aux graviers et galets sont mêlés d'abondants débris coquilliers (Astarte borealis, Chlamys islandica, Mytilus edulis...). Feyling-Hanssen cite l'altitude de 19,7 m ; mais, à cette hauteur d'une vingtaine de mètres la terrasse est couverte de pierrailles issues des éboulis et n'a plus ses caractères marins.

6.3 - Cap Schoultz (fig. 8-9)

Situé en face du Cap Murdoch, sur la rive méridionale du Tempelfjord, il est bordé comme lui de fonds sous-marins très profonds. Il est formé de deux petits caps possédant chacun leur système de cordons subactuels individualisé. Entre les deux pointes, la mer atteint la falaise ; toutefois, un cordon littoral la frange à son pied, de même qu'il borde les deux caps. Les galets du cordon, bien triés, se calibrent surtout dans la classe de longueurs 40-100 mm, avec des émoussés qui varient selon la nature du calcaire.

En arrière, se développe un bel ensemble de terrasses marines soulevées.

L'élément marquant en est la terrasse de 19 m, qui domine en falaise vive l'anse comprise entre les deux petits caps et qui est morte derrière ceux-ci. Formée de sables et graviers, elle monte en pente douce vers l'intérieur.

Une terrasse de 28 m est surtout bien conservée vers l'Est où elle finit d'ailleurs par devenir l'élément unique et se termine en falaise vive au-dessus du fjord. Un strandflat immergé s'étend à son pied, alors qu'il est absent ailleurs. La terrasse est couverte de petits galets bien calibrés (20-40 mm), et partiellement envahie par la solifluxion ; dans les parties les plus argileuses, se dessinent des polygone de toundra. C'est vraisemblablement sur cette terrasse que Feyling-Hanssen a récolté des coquillages d'espèces variées : Saxicava arctica, Mytilus edulis, Chlamys islandica, Mya truncata, etc... ; en creusant dans la falaise au niveau 20 m, il a constitué une collection où les meilleurs pourcentages étaient représentés par Mya truncata et Saxicava arctica.

Un niveau 59 m, très perturbé, bosselé par la solifluxion ne peut pas être envisagé comme un niveau marin certain.

6.4 - Au débouché de la vallée de la Sassen

La rivière Sassen, formée de bras multiples qui divaguent sur le fond plat de la large vallée, n'a pas construit de véritable delta. Mais, près de l'embouchure, sur la rive droite, un petit torrent, le Storgjelet, a mis en place un grand cône d'épandage et c'est là que s'étage un magnifique ensemble de terrasses marines, derrière la hutte dite de Noïs. Les terrasses sont souvent inclinées, ce qui est une caractéristique des plages deltaïques soulevées. Il en découle des difficultés de mesures et la nécessité de regrouper les altitudes d'un même niveau dans une tranche de hauteurs*.

- A 103 m, une très belle plage s'étend sur la dernière butte, avant le versant montagneux. Paradoxalement, les caractères marins (émoussé, disposition des galets...) y sont mieux conservés que sur les étages inférieurs.

- 71 m - 58,6 m : à 71 m le niveau est bien aplani mais le matériel caillouteux n'a pas fourni de preuves d'une origine marine. Cependant, à 62,5 m, Feyling-Hanssen considère que le niveau est marin et le rapproche de la terrasse de 63 m à 65,5 m du Sud de la vallée qu'il estime être la plus haute plaine d'origine marine de la région. De 58,6 à 61,7 m (F-H) monte une terrasse que l'on doit regrouper dans le même ensemble.

- 49 m - 43,1 m : la partie supérieure est, comme dans le cas précédent, un niveau caillouteux sans caractères marins. Mais, à 45 m, les caractères marins s'affirment. Et la terrasse qui monte de 43,1 à 47 m (zone Sud) est une terrasse typique de delta (F-H).

---

* Nous avons regroupé, avec les nôtres, les observations de Feyling-Hanssen (1950) en précisant (F-H) ; nous avons essayé aussi de raccorder les observations faites au Nord de la vallée avec celles du Sud.

- 36,9 m - 20,5 m : une belle terrasse en pente douce, interrompue par des paliers et modelée en séries de cordons de petits galets.

Parmi les graviers et les sables, les coquilles sont abondantes : les Mya truncata sont majoritaires et associées à Saxicava arctica et Mytilus edulis.

Nous négligerons le replat étroit à 18 m, aux éléments mal triés.

- 10-7 m un éperon modelé par des cordons de galets peu accentués ; avec Astarte borealis, Mya, Saxicava (F-H).

- 6-2 m : une basse plateforme de matériel graveleux et terreux. Elle est couverte de végétation, entaillée en petite falaise par la mer qui plaque contre cette falaise un cordon de galets qui la fossilise presque entièrement.

6.5 - Sveltihel (fig. 8-9)

A l'Ouest de la vallée de la Sassen, deux deltas ont été construits par des alluvions torrentielles. Comme d'habitude, un cordon de galets borde la côte ; il est très redressé et accidenté de gradins sur son versant externe, tandis que sa crête est déjà fossile. Au pied de la montagne s'est développé tout un ensemble de terrasses marines étagées.

Le contact entre le complexe marin soulevé et la montagne se fait par une falaise morte continue dont le pied est à 110 m et le sommet à 136 m. Ce sommet est un replat caillouteux où l'on retrouve des galets émoussés. Mais, faute de preuves suffisantes, on ne peut qualifier ce replat de niveau marin certain. Au pied même de la falaise, les caractères marins manquent également car une solifluxion très active a transformé la plateforme en tourbière moussue très humide. Pour F-H, la plus haute ligne d'action marine à flanc de montagne est à 85,7 m. Mais, ce n'est qu'à 80 m, au niveau d'un replat rocheux qu'apparaissent des galets à façonnement marin.

A 74 m : une butte vraisemblablement marine.

- De 64 à 55 m : une terrasse marine inclinée ayant l'allure typique des plaines deltaïques soulevées. La rivière s'est encaissée à travers la couverture de matériel de plage et même, en gorge profonde, dans le soubassement calcaire.

- De 21 à 27 m : une terrasse en pente, à cordons anciens bien développés et à débris coquilliers abondants. Elle est quelque peu perturbée par la solifluxion.

- De 4 à 2,3 m : une basse plateforme couverte de mousse où l'on distingue les traces de toute une série de cordons anciens très aplatis ; elle prend sa plus grande extension entre les deux deltas. Parmi les graviers, les coquilles sont très nombreuses et F-H en a recueilli assez pour en faire une étude statistique (1950, pp. 17-23). Dans l'ordre d'importance décroissante, les espèces sont les suivantes : Mytilus edulis (32,1 %), Saxicava arctica (25,7 %), Mya truncata (10,9 %), Astarte borealis (10,1 %), Astarte montagui (10,1 %)...

Le cordon actuel est plaqué au pied de la petite falaise taillée dans cette basse plateforme, à la fois dans le matériel de plage supérieur et dans la roche sous-jacente.

6.6 - Entre le Cap Belvédère et Vindodden (fig. 8-9)

Au Cap Belvédère, la montagne se rapproche de la côte ; au pied de la falaise rocheuse vive (3-4 m), un estran rocheux se continue sous l'eau sous forme de strandflat faiblement immergé. Ainsi, dès que l'on quitte les versants sous-marins abrupts des deltas, on retrouve les banquettes de strandflat.

A 102 m, un replat longe le bas du versant montagneux ; il est tapissé de cailloutis parmi lesquels on découvre quelques galets émoussés plus ou moins camouflés par la mousse. Çà et là émergent des chicots rocheux. L'origine marine de ce replat reste un peu douteuse, cependant F-H considère que 96,6 m* est la ligne d'attaque marine la

---

* Vu le manque de précision des mesures, on peut rapprocher 96,6 et 102.

plus élevée dans cette région.

69 - 63 m : une terrasse à cordons de galets.

13 m - 5,3 m : une terrasse en pente dont la solifluxion a perturbé les formes supérieures. Elle est surtout rocheuse, mais avec des traces de cordons et aussi des coquilles (F-H : Astarte très dominant).

Dans le delta de Vindodden, s'étage un escalier de terrasses :

A 84 m : le plus haut replat marin, graveleux et caillouteux ; certains éléments sont fort bien émoussés.

A 61 m : une terrasse à blocs émoussés (diamètre : 300 mm et plus).

53 - 43 m : une terrasse inclinée.

29 m : une terrasse soumise à une intense solifluxion.

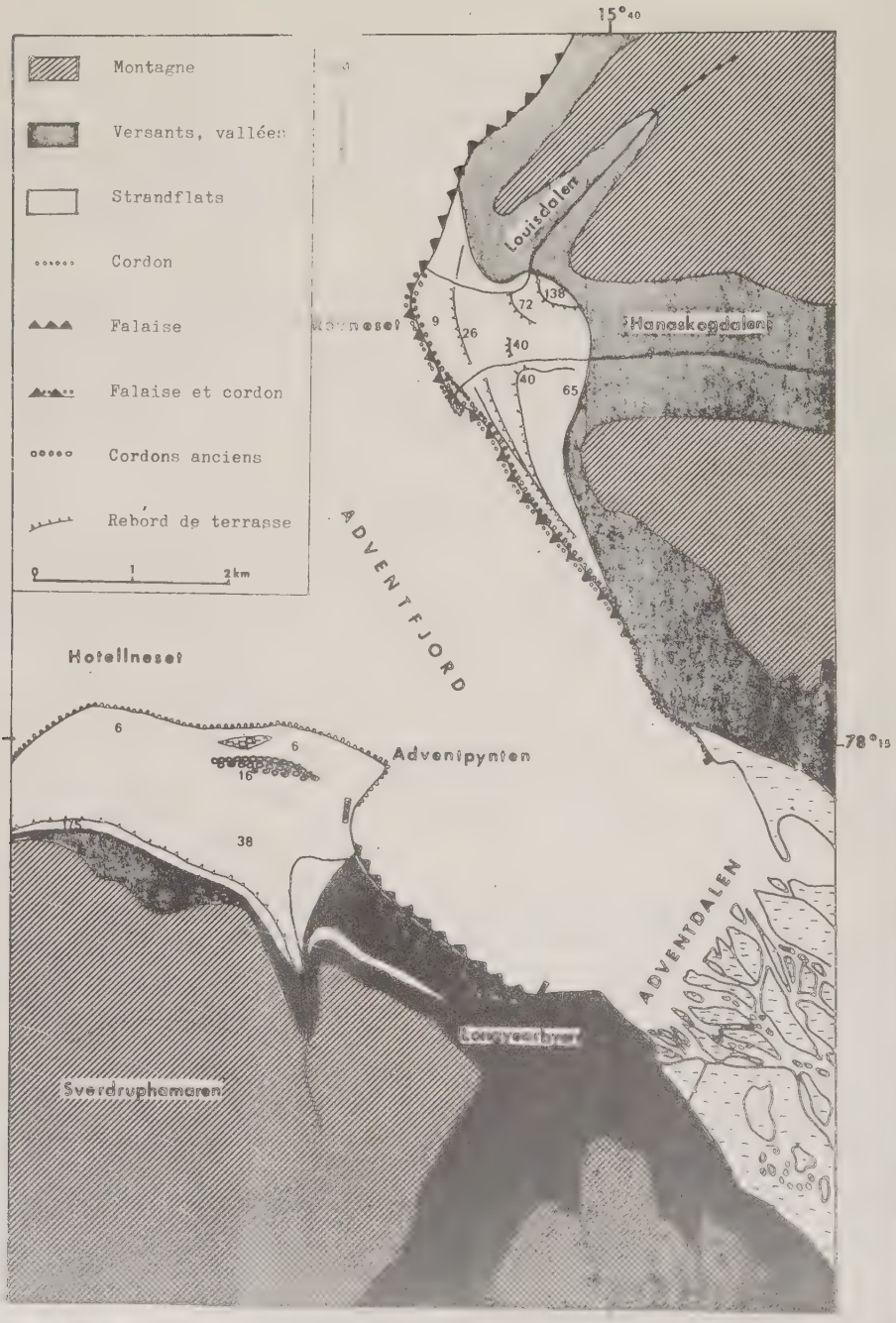
De 21 à 16 m : une très belle plage inclinée, de type deltaïque. Parmi les galets, on trouve des coquilles, qui semblent absentes dans les niveaux supérieurs : Astarte très prédominant (F-H).

Enfin, au pied de cette plage, descend en pente douce, une plateforme marécageuse et couverte d'une végétation touffue qui en rend l'étude difficile. L'altitude moyenne est vers 3 m. F-H y a trouvé des Mytilus et au niveau supérieur (7 m) des Astarte prédominants.

7 - LES TERRASSES MARINES ETAGEES DES BORDS DE L'ADVENTFJORD (fig. 8-10)

7.1 - Le cadre général

Le paysage au relief calme, aux sommets plats, est profondément influencé par la structure. Les roches gréso-schisteuses du Secondaire et du Tertiaire sont disposées en bancs subhorizontaux. Les sommets apparaissent comme de belles surfaces structurales ou substructurales et l'allure des versants, accidentés de cônes d'éboulis, est en relation directe avec la nature des roches (Gabert et Masseport, 1966). L'Adventfjord, où se jettent les eaux abondantes et les alluvions charriées par


15°40
Montagne
Versants, vallées
Strandflats
Cordon
Falaise
Falaise et cordon
Cordons anciens
Rebord de terrasse
0
1
2km
Louisdalen
Hanaskogdalen
138
72
9
26
40
40
65
ADVENTFJORD
Hotellneset
6
6
16
Adventpynten
78°19
38
ADVENTDALEN
Sverdrupbreen
Sverdrupbreen

les innombrables bras anastomosés de la rivière Advent, n'est qu'un petit fjord (8 km sur 3,5) affluent de l'Isfjord. Bien qu'aucun glacier n'y aboutisse actuellement, il est vraisemblable que le fjord et la vallée de l'Advent correspondent à une ancienne vallée glaciaire. Les formes d'allure rectangulaire, donnent à penser que des failles ont pu guider le tracé.

La montagne est proche de la mer, aussi les plages et plate-formes soulevées sont-elles étroites. Le strandflat sous-marin n'est également qu'une banquette de largeur restreinte sauf à Revneset où il s'étale quelque peu sous forme d'une plateforme à écueils très faiblement immergée sur laquelle des accumulations sableuses se forment à la rencontre de deux courants de dérive.

D'autre part, il ne semble pas que les terrasses se prolongent le long de la vallée de l'Advent. Nous n'avons pas eu le temps de l'étudier, mais le talus de 3 à 6 m qui tranche souvent la base des versants à partir de 7 à 8 km en remontant la vallée de l'Advent est un talus fluviatile. "Il est difficile d'affirmer l'origine eustatique de ces talus fluviatiles" (Gabert et Masseport, 1966, p. 78).

7.2 - Le littoral actuel

Secteurs à falaises et secteurs de côte basse se succèdent.

7.2.1 - La côte à falaises

Elle est rare dans le fjord. Cependant, sur sa rive gauche, entre Longyearbyen et Adventpynten, la montagne Sverdruphamaren (424 m) descend vers le fjord avec des versants abrupts qui se terminent en falaises vives. Il n'était pas utile d'étudier ces falaises détériorées par les travaux de liaisons entre Longyearbyen et son avant-propos charbonnier de Adventpynten.

Mais, à l'extérieur du fjord, sur la rive droite, les falaises prennent de l'ampleur (à partir de l'embouchure d'Hanaskogdalen vers le

Nord, puis le Nord-Est). Des couches de grès subhorizontales (léger pendage vers l'intérieur) sont entaillées en falaise rectiligne dont le sommet est régulièrement aplani à 8 - 9 m. Le substratum rocheux est surmonté d'une couverture de solifluxion à galets. Cette plateforme 8 - 9 m borde le cap Revneset et finit par disparaître progressivement vers le Nord quand la côte change d'orientation à la terminaison du fjord. Alors le versant montagneux plonge directement à la mer dans un secteur très battu par toutes les houles de secteur Ouest à Nord. La falaise qui borde la plateforme 8 - 9 m n'est vive qu'au Nord de la Louisdalen ; elle est très attaquée par la mer et disséquée en grottes et pinacles.

Entre Louisdalen et Hanaskogdalen, un cordon littoral est plaqué contre la falaise. Il est très redressé, couvert de bois flotté et paraît très actif malgré le médiocre façonnement des galets. Il est vrai qu'il est surabondamment alimenté par le grès de la falaise qui se débite en plaquettes prenant mal l'émoussé.

7.2.2 - La côte à cordons

Elle est plus fréquente que la côte à falaises, mais c'est le long du Cap Hotellneset, à la sortie Sud de l'Adventfjord qu'elle est la mieux venue. A Adventpynten, le cordon, très redressé, barre un loc'h. Sa partie supérieure, déjà à peu près fossile, est formée de gros galets très roulés, tandis qu'en avant, sur la partie actuellement fonctionnelle, la mer met en mouvement des petits galets de grès aplatis. Puis, entre Adventpynten et Vestpynten, le cordon, qui conserve à peu près les mêmes caractères, est plaqué contre la basse falaise (4 m) à soubassement rocheux et couverture de solifluxion caillouteuse. On retrouve donc la même situation qu'en face, au Cap Revneset.

Il est normal que l'émoussé (380) soit bon dans ce secteur très exposé, mais il est plus étonnant de trouver un cordon aussi bien façonné sur la face d'Adventpynten orientée vers l'amont du fjord, dans une position on ne peut mieux abritée ! Il s'agit sans doute d'une

reprise d'un matériel émoussé qui migre d'Ouest en Est comme l'indique la forme de la flèche.

C'est également un cordon bien développé et très continu qui suit toute la rive Nord de l'Adventfjord. Il prolonge, sans interruption, vers l'amont du fjord, celui que nous avons décrit au Cap Revneset, plaqué contre la plateforme de 9 m. La partie supérieure à gros galets et bois flottés (projections de tempêtes) contraste avec l'étage inférieur fait de galets beaucoup plus petits, disposés en gradins de marée. On peut noter que le delta de Hanaskogdalen est très actif, car il s'étend en avant du cordon.

7.2.3 - Une zone amphibie

La rivière Advent entraîne vers le fjord une grande quantité d'alluvions que la mer utilise pour construire des formes d'accumulation très fluctuantes. Cette zone est aussi difficile d'accès à pied qu'en bateau et il fut impossible de l'étudier. Elle semble en voie de progression constante mais celle-ci sera nécessairement ralentie ou stoppée par les grandes profondeurs du fjord.

7.3 - Terrasses et plages soulevées

Pour être moins développées et moins spectaculaires que dans d'autres secteurs de l'Isfjord, elles n'en sont pas moins présentes. Et, comme d'habitude, elles s'épanouissent, bien que modestement, au niveau des caps situés à la sortie du fjord (Revneset et Hotellneset).

7.3.1 - Les terrasses marines de Revneset

La vallée Hanaskog recoupe la série de terrasses et permet en général d'en voir la structure.

- La terrasse 8-9 m, est une plateforme rocheuse recouverte d'une nappe de solifluxion à galets. Assez étroite à proximité de la vallée, elle se développe peu à peu vers le Nord jusqu'à son extension

maximale au Cap Revneset, puis elle se rétrécit progressivement et finit par se terminer en biseau au pied de la montagne. Elle est très continue, car elle se poursuit en banquette le long du fjord jusqu'à la vieille mine russe (Moskushamna) où s'interrompent toutes les terrasses marines.

La terrasse de 14 m sur la rive Nord de la vallée, semble un élément local de peu d'importance car on ne l'a trouvée qu'à cet endroit.

- Une terrasse à 26 m : c'est un trait majeur dans la topographie. Elle monte en pente douce jusqu'à 31 m. On peut affirmer que son origine n'est pas structurale, car la coupe faite par la rivière montre le léger pendage des couches vers le NE alors que la pente de la surface est en sens inverse. La toundra camoufle le modelé de détail, mais la solifluxion fait apparaître graviers et galets d'allure marine.

- La terrasse de 40 m, sur la rive Sud d'Hanaskogdalen, aplanissement sommital d'un abrupt semblable à une falaise morte, montre les galets les mieux façonnés de toutes les anciennes terrasses. Cette plage à galets, recouverte de toundra, monte en pente douce jusqu'à 65 m où elle se raccorde directement avec le versant d'Adventtoppen.

- La terrasse de 72 m n'existe que sur la rive Nord. Cette terrasse s'est conservée (et sans doute formée) derrière un pointement rocheux de grès. C'est un élément strictement délimité.

- Le dernier replat à 138 m a des origines marines douteuses. Il n'existe que sur la rive Nord, au pied de la montagne Louisfjellet. Il est bien aplani mais complètement masqué par la solifluxion. On voit néanmoins quelques galets.

7.3.2 - Les terrasses marines de Hotellneset

- La basse plateforme ne dépasse pas 6 m d'altitude ; elle est marécageuse et couverte de mousses abondantes. On ne voit pas le modelé.

- Brusquement perché à 10 m au-dessus, s'étend un magnifique cordon de galets (16 m). C'est une véritable plage (125 m de large) de

gros galets très arrondis. La fraîcheur de forme est remarquable et liée sans doute au fait que le milieu est sec, parce que bien drainé. De là, la surface qui monte jusqu'à 38 m est jalonnée de placages de gros galets très émoussés (longueurs : 200 à 300 mm).

Malheureusement, la végétation épaisse ne permet pas de discerner l'agencement des formes d'ensemble.

Le gradin de 175 m est séparé de l'ensemble à galets par un grand abrupt (falaise morte ?). Très continu, ce gradin se poursuit même vers l'Est au-delà de Blomsterdalen. Il n'est pas structural, car sur la coupe qu'en donne la vallée, on voit les lits de grès plonger légèrement vers le Sud et être recoupés en biseau par la surface topographique. Il pourrait être marin, mais les quelques galets émoussés qu'on y a trouvés ne constituent pas une preuve suffisante.

7.3.3 - Les prolongements des strandflats vers l'amont du fjord

Les formes sont plus rares que dans d'autres fjords (Krossfjord, Kongsfjord).

Sur la rive Sud, le long de la montagne Sverdruphamaren, une seule terrasse marine* prend place entre le fjord et la montagne : une plage à galets à 44 m, perchée au-dessus d'un abrupt extrêmement raide. Son origine marine n'est pas douteuse, bien qu'une nappe de solifluxion ait empâté la partie interne de la plage.

Sur la rive Nord, le versant de Hiorthfjellet est accidenté de quelques aplanissements remarquables. Nous n'avons pas pu vérifier la nature et l'origine du plus élevé (350-300 m) qui peut être lié à un banc de grès dur ou bien fonctionner en replat-goletz. Mais la terrasse de 38 m est incontestablement marine, bien aplanie malgré les perturbations de la solifluxion. Une coupe a montré des galets marins au sommet de l'abrupt qui la sépare de la plage actuelle. Son altitude n'est pas

---

* Si on exclut l'origine marine possible du replat de 175 m.

constante. De 38 m, une pente progressive assez accentuée la raccorde avec le fond de la vallée en amont du fjord. Le profil en long qui se révèle de l'amont vers l'aval serait en accord avec un soulèvement isostatique mieux marqué vers l'embouchure des fjords.

8 - CONCLUSION

Comme les strandflats situés autour de l'Isfjord sont très dispersés, nous ne les avons pas tous étudiés ; il est donc difficile d'en dégager les traits généraux.

Ceux du Nord témoignent d'une mise en place par saccades, avec des périodes de stationnement dans le soulèvement isostatique. Les plateformes sont séparées l'une de l'autre par des falaises mortes et c'est aussi une falaise, mais vive celle-ci, qui fait la démarcation avec le strandflat immergé : les niveaux se situent à 25 m environ, 5 m et - 5 m. Les strandflats immergés accompagnent toujours les strandflats émergés.

Bohemanflya et Coraholmen, où sont enchevêtrées formes morainiques et formes marines, permettent d'aborder les problèmes complexes de la succession dans le temps et dans l'espace des épisodes glaciaires et marins. Il est en particulier fréquent que les plages soient remaniées par des moraines de poussée qui les ont bousculées.

Au Sud de l'Isfjord, les strandflats n'ont guère d'ampleur mais les niveaux de terrasses marines sont si nombreux et d'altitudes si variées qu'il est délicat d'opérer des regroupements autour des hauteurs moyennes. On peut cependant dégager les caractères généraux suivants :

- Présence constante de la terrasse de 7-8 m où on récolte partout des fossiles : Astarte borealis est prédominant.

- Nombreuses terrasses à 3-5 m. La fréquence de Mytilus edulis à ce niveau est remarquable.

- Autres niveaux où les terrasses n'existent pas dans toutes les localités :

10 m (Astarte borealis et Mytilus edulis)

20 m : Astarte borealis est prédominant et disparaît au-dessus de ce niveau.

27 m : Les Mya truncata sont l'espèce dominante.

32 m : peu de fossiles.

45 m : Saxicava et Mya truncata sont à égalité et très prédominants. Cette prédominance par rapport aux autres fossiles caractérise les niveaux élevés.

59 m

63 m

Autour de 70 m quelques hauts niveaux.

- Les niveaux marins les plus élevés :

A 85,7 m et 94,2 m : les traces marines les plus élevées sur les flancs de montagne selon Feyling-Hanssen.

Les niveaux plus élevés que nous ayons trouvés .

= sûrs : 135 m, 94 m, 74 m ;

= douteux : 175 m, 167 m, 138 m.

3ème PARTIE

LES PROCESSUS D'EVOLUTION DU LITTORAL EN REGION PERIGLACIAIRE

Dans les régions froides, les côtes sont soumises alternativement à deux types d'évolution : l'un contrôlé par les vagues (processus azonal), l'autre contrôlé par la glace et le gel (processus zonal).

En l'absence de mesures systématiques sur une période assez longue, il est difficile de dresser un bilan des facteurs qui interviennent dans l'évolution littorale et surtout d'évaluer la part qui revient aux processus liés au froid et aux processus azonaux.

Certes, quand le littoral est lui-même fait de glace (fronts des glaciers marins), le modelé et l'évolution sont tout à fait particuliers et obéissent à des lois propres à la dynamique glaciaire et aux phénomènes de contact glace-eau de mer.

Bien que le paysage de banquise soit impressionnant, nous verrons que la glace de mer ne joue qu'un rôle médiocre ou nul, tant sur les fonds sous-marins que sur les côtes ; par contre, le pied de glace a une action d'érosion ou de protection sur le rivage avec lequel il est en contact direct.

Si les effets de la glace proprement dite se limitent à une frange littorale étroite, les processus périglaciaires (gel-dégel) interviennent dans la zone littorale comprise au sens large. Nous verrons si les phénomènes périglaciaires sont capables d'imprimer une empreinte assez forte sur les plages actuelles et soulevées, sur les falaises vives et mortes et si, en conséquence, le paysage littoral est périglaciaire (zonal) ou marin (azonal), ou s'il y a une combinaison des deux types de processus.

Chapitre IX

LES PARTICULARITES DE L'EVOLUTION LITTORALE SOUS L'EFFET DU FROID

L'action des glaces flottantes (glaces marines annuelles et icebergs) sur l'évolution d'une côte qui tend à redevenir azonale chaque été, sera étudiée à travers plusieurs exemples. Les processus glaciels* et les processus "normaux" se livrent une concurrence sans cesse renouvelée. Il était intéressant de vérifier leur efficacité en confrontant nos observations avec celles recueillies dans d'autres régions de l'Arctique ou de l'Antarctique.

Mais un littoral entièrement constitué de glace subit une évolution tout à fait particulière que nous allons tenter de reproduire en premier lieu.

1 - LES FRONTS DE GLACIERS MARINS

1.1 - L'aspect des falaises de glace

Elles sont verticales et leur altitude reste sensiblement identique, quel que soit le glacier qui leur donne naissance (grand émissaire issu de fonna ou glacier autonome de dimensions plus modestes.)

---

* Le terme "glaciel a été introduit par Hamelin (1959, 1967, etc...) pour désigner l'ensemble des processus, formes et sédiments qui sont associés à l'action des glaces flottantes pour les distinguer de "glaciaire", terme réservé à la glace de glacier. Le terme a été employé systématiquement par Dionne (1970...). La période glacielle comprend trois phases : l'engel, le pléni-glaciel, le dégel.

A l'exception du Glacier du Roi, pour lequel il existe des mesures faites par triangulation*, les altitudes n'ont été évaluées que par lecture des cartes au 1/100.000. Elles se tiennent toutes entre 35 et 50 m.

L'Aavatsmarkbre, le Dahlbre, le Buchanasisenbre (fig. 3-2) ont 50 m environ ; sur le front du Glacier du Roi, on relève : 46, 27, 47, 24, 43, 33, 43 m pour la branche Kongsvegen et 35, 21, 25 m au front des branches Kongsbre et Conwaybre. Le Murraybre, 25 m, est un peu en-dessous de la moyenne.

En avant des fronts glaciaires, les profondeurs marines ne sont jamais considérables. Devant le Glacier du Roi, où se trouvent les plus grandes profondeurs, on note du Sud au Nord : - 45, - 38, - 44, - 36, - 46, - 48, - 28, - 47, - 57 m ; devant l'Aavatsmarkbre : - 11, - 37, - 21, - 53 et devant le Dahlbre des profondeurs comparables : - 31, - 32, - 65 m. Les profondeurs insignifiantes de - 3,5 et - 2 m devant le Murraybre caractérisent les fronts des glaciers récemment devenus marins, après submersion de leur moraine terminale.

Dans tous les cas, ces profondeurs sont insuffisantes pour que flottent les langues glaciaires. Si l'on admet qu'en raison de sa faible densité, la glace s'enfonce de 9/10e dans un liquide, l'enfoncement varie aussi en fonction de la topographie de surface très accidentée. Mais il est impossible qu'une langue glaciaire qui représente une tranche de 40 à 50 m au-dessus de l'eau, puisse flotter au-dessus de fonds de valeur équivalente ou légèrement supérieure. Même le Mayerbre, avec une falaise de 44,1 m et 44,9 m au-dessus de fonds de - 150 m ne serait pas

---

* Die Wissenschaftlichen Ezgebnisse der Deutschen Spitzbergenexpedition (1964-1965). Geod. Geoph. Veröff. R. III, H.9 (1967).

flottant (Geoffray, 1970)*.

On peut être alors surpris de rencontrer des fronts marins d'altitude identique et constante, d'autant que les glaciers sont affectés d'une vitesse de recul très variable. Il ne semble pas non plus qu'il y ait une relation de cause à effet entre un recul rapide et une falaise élevée. On peut même noter cette anomalie d'une falaise verticale de 25 m pour un glacier à peine débarrassé par la mer de sa moraine frontale (Murraybre).

Mais ceci peut s'expliquer par le fait qu'un glacier en phase de retrait diminue en épaisseur en même temps qu'en longueur ; aussi, la hauteur de la falaise de glace, au-dessus du niveau de la mer, peut demeurer relativement constante malgré une position progressant vers l'amont.

Les glaciers rencontrés au Spitsberg Nord-Occidental ne flottent pas et ne forment pas, à la différence des grands glaciers de l'Antarctique, des barrières flottantes (ice shelf).

Au Groenland, il semble qu'un certain nombre de glaciers ne flottent pas non plus ; c'est le cas du glacier de Humboldt décrit par J. Malaurie (1968), du glacier Napassorssuag (glacier de vallée de la zone méridionale) décrit par Fristrup (1961). Il est possible cependant que les plus grands glaciers, gros fournisseurs d'icebergs, soient flottants.

Le modelé n'est pas tellement différent d'une falaise de glace à l'autre. Bien que la coupe dans la glace soit sans cesse rafraîchie, l'allure des fronts glaciaires reste identique. Même si des différences de détail apparaissent (tel glacier a plus de pinacles, tel autre est plus massif), il serait illusoire de définir des types ou de dresser des catégories.

---

* Notre intention était de vérifier cette hypothèse en plongée ; mais nous avons dû y renoncer devant le danger permanent des chutes imprévisibles de séracs.

Dans la zone du front glaciaire, sur une distance de quelques centaines de mètres, les crevasses se multiplient et s'élargissent par suite du glissement plus rapide du glacier en raison de la diminution du freinage à l'approche de la mer. En général, deux directions de crevasses légèrement courbes se croisent en formant un réseau, découpant ainsi un quadrillage de blocs. Ces blocs, les séracs, subissent une certaine érosion sous l'effet des agents atmosphériques et deviennent des tours ou des pinacles que l'érosion marine enlèvera avec d'autant plus de facilité qu'ils sont en position de déséquilibre. Certains blocs tombent même au fond des crevasses avant d'arriver à la mer. Tous les glaciers à fronts marins, contrairement aux glaciers à fronts continentaux, se terminent par une zone de crevasses. Seules varient la largeur de cette zone et la densité des crevasses.

1.2 - L'évolution des fronts de glacier

1.2.1 - Ralentissement hivernal (photo 11)

Les glaciers avancent en toutes saisons. En été, le mouvement est rapide (4 à 5 m par jour pour le Glacier du Roi). En hiver, il est seulement ralenti. On enregistre encore des vitesses de 1,5 m par jour (Meier, 1966)*.

Les glaciers ne cessent pas non plus de vêler. Des blocs de 30 à 50 m de haut peuvent se détacher du front. Ces "icebergs d'hiver" sont alors emprisonnés dans la banquise à proximité du front. Ils viennent ainsi s'ajouter aux "icebergs d'automne", arrêtés dans leur mouvement de dérive et bloqués par la banquise en formation.

---

* Ces observations hivernales, effectuées par les chercheurs Allemands pour le Glacier du Roi, s'appliquent vraisemblablement aux autres glaciers de même type.

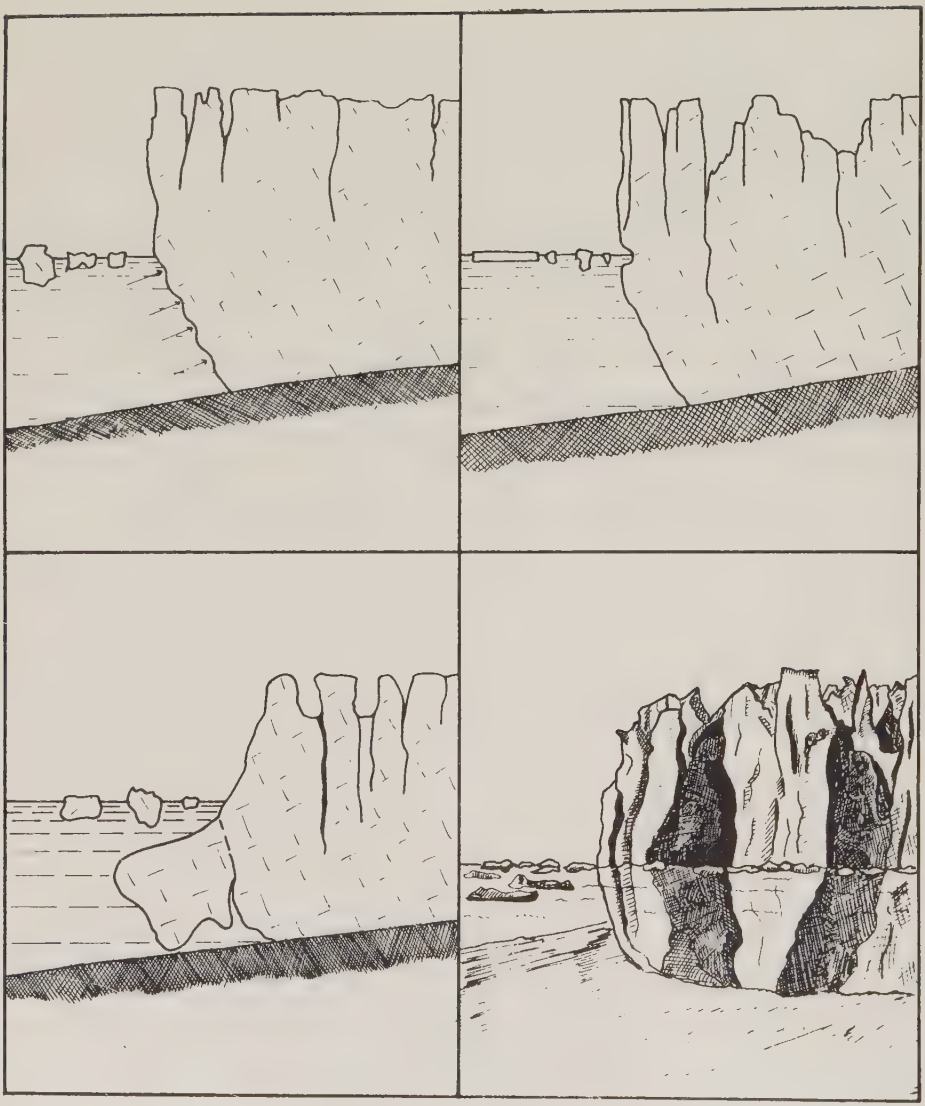


Fig. 9-1 - L'ablation au front des glaciers marins.

La glace de la banquise est mince (1 à 2 m pendant l'hiver 1964-65) et n'oppose qu'une faible résistance à l'avance des grands glaciers qui poussent devant eux banquise, icebergs et accumulation de débris de glace. Sous l'effet de cette poussée, la banquise se brise et les plaques se chevauchent les unes les autres formant des chaos.

Début juin, quand la débacle se produit, la banquise entraîne dans sa dérive, les icebergs et débris prisonniers ; le front du glacier redevient marin et le rythme du vêlage s'accentue.

La falaise de glace évolue selon deux types de processus (fonte et vêlage) qui contribuent à lui conserver en permanence un profil vertical.

1.2.2 - Evolution par fusion

La fonte, au contact de l'eau salée qui s'exerce au niveau de la partie sous-marine de la falaise, est un processus qui fonctionne aussi bien en hiver qu'en été. D'après les observations sous-marines en plongée, les icebergs, au contact de l'eau de mer, acquièrent rapidement un profil en biseau. On peut estimer que la fonte fait évoluer la partie sous-marine de la falaise de glace vers le même type de profil. Cette évolution normale s'accompagne du creusement de grottes par la mer qui utilise les trous et les lignes de faiblesse de la glace (fig. 9-1 A).

Taillé en biseau dans sa partie immergée, le front du glacier se trouve alors en position de surplomb. Des blocs sont prêts à s'écrouler.

Après la disparition de la banquise et pendant toute la période estivale, une encoche se dessine au niveau de la mer. Les vagues et le clapotis creusent facilement dans la glace cette encoche de sapement qui accentue le déséquilibre de la partie supérieure du front. La fonte et le sapement qui est en rapport avec les variations du niveau des marées (1,5 m à 2 m au Spitsberg), favorisent la chute d'une multitude de blocs de dimensions variables.

aux petits pans de glace peuvent se joindre en effet de grandes plaques dont le détachement est préparé par les crevasses. Ces plaques deviennent des icebergs tabulaires (fig. 9-1 B).

Pourtant, l'exemple du Marraybre montre que, dans certains cas, le simple contact de l'eau salée, processus de fonte, suffit à la formation de falaises dans la glace. En effet, le Glacier de Murray se termine par un front partiellement continental et partiellement marin (fig. 3-9). Au Nord, dans la zone "continentale", la langue glaciaire finit en rampe douce, tandis qu'au Sud une falaise verticale de glace représente la partie 'marine". Quel processus évoquer pour expliquer la transformation du "glacis" en falaise ?

Le profil en biseau et l'encoche de sapement ? Certainement pas, car la profondeur insignifiante devant le glacier et les débris de moraines qui subsistent à quelques centaines de mètres du front et qui forment barrage, suffisent à briser toutes les houles et les vagues.

La fonte au contact de l'eau salée est donc ici le processus unique responsable de la création d'une falaise haute de 25 m. Et c'est bien parce qu'elle est salée que l'eau possède ce pouvoir car, dans la partie continentale, la glace est en contact avec l'eau des lacs proglaciaires sans que le profil du glacier en soit affecté.

Il faut souligner l'intérêt de ce rôle de la fonte par contact avec l'eau de mer dans la création des falaises. Que ce facteur agisse rapidement et sans l'aide des autres est prouvé par plusieurs situations. Le Glacier d'Arodes (Krossfjord), pratiquement continental, est séparé de la mer par un étroit liseré de moraine frontale, sauf en deux points où la mer atteint tout juste la glace. En ces deux points se sont élaborées des falaises verticales.

1.2.3 - Détachement des grands icebergs

Quelques icebergs ont exceptionnellement des dimensions importantes (une quarantaine de mètres de long, 8 à 10 m de hauteur au-dessus de la mer), bien que modestes par rapport à ceux d'autres régions comme le Groenland. Pour expliquer le détachement de ces gros blocs, on doit faire intervenir des facteurs supplémentaires.

Le détachement de la plateforme immergée sous l'effet de la poussée d'Archimède. Ce mécanisme a été observé par L. Lliboutry (1965, p. 433) au Glacier du Roi en 1963. Après la disparition de la partie supérieure sous l'effet des processus de fonte et de sapement, la partie sous-marine se détacherait et les gros blocs se mettraient à flotter (fig. 9-1 C). Ce processus suppose que la partie supérieure disparaît assez rapidement pour que la partie inférieure puisse, pendant un temps, former une plateforme sous-marine, soit parce que l'effondrement de la partie supérieure se produit très rapidement par rapport aux processus de fonte qui s'attaquent à la partie inférieure, soit parce que de grandes chutes, coïncidant avec l'arrivée de séracs au niveau du front, ont brusquement éliminé la partie supérieure. Cette dernière hypothèse, correspondant à un phénomène assez exceptionnel, concorderait bien avec la rareté des grands icebergs. Cependant, il est étonnant qu'en quatre années d'observations, nous n'ayons jamais vu d'icebergs témoignant d'une origine sous-marine. Tous les grands icebergs avaient une topographie hérissée, tourmentée, que l'on ne peut pas confondre avec l'aspect lisse, poli, usé, de la glace qui a séjourné dans l'eau.

Le processus d'arrachement par exploitation des crevasses (fig. 9-1 D) paraît être une explication plus plausible. Elle est en tous points conforme aux nombreuses observations que nous avons pu faire.

La zone frontale des glaciers est affectée d'un réseau de crevasses béantes (photo 5) par lequel pénètre la mer dont on

connaît déjà le rôle actif de dissolution de la glace. Sapés à leur base, les séracs se détachent de la langue par effet de bascule. Il n'est nullement nécessaire pour cela que la langue soit flottante.

Ainsi le crevassement serait responsable de la naissance des plus grands icebergs, ainsi d'ailleurs que du maintien du profil vertical de la falaise.

2 - LES ICEBERGS

2.1 - Le vêlage

C'est au début de l'été que le vêlage des glaciers est le plus actif. Il se ralentit ensuite en même temps que se réduit la vitesse du glacier. Mais le rythme du vêlage est imprévisible, quelle que soit l'époque envisagée. Toutefois, on reconnaît que les blocs se détachent en plus grande abondance vers le milieu du front glaciaire, c'est-à-dire là où la glace avance le plus vite.

La quantité de glace vêlée chaque jour a été calculée pour le Glacier du Roi : $1{,}2 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Voigt, 1965).

Les icebergs ainsi libérés ont des dimensions variées, mais n'appartiennent jamais à des catégories qu'on pourrait qualifier d'intermédiaires : ils sont ou très petits ou volumineux ; encore que les dimensions des plus grands restent toujours modestes (40 m sur 20 m et 10 m au-dessus de l'eau)* ; et on peut se demander ce que signifiait pour Sanford (1929) les énormes icebergs

---

* D'après Hamelin (1960), un bloc de glace de terre plus petit que 5 m est un bourguignon ; entre 5 et 10 m : un bergy bit ; au-dessus de 10 m : un iceberg (dimensions variables, mais pour Hamelin, en moyenne 100 m). Les icebergs les plus volumineux du Spitsberg ne sont donc que de petits icebergs.

qu'il dit avoir vu près de la Terre du Nord-Est. Dans ces mêmes régions, Glen (1941) remarque que les icebergs sont rares et petits et conclut à une certaine stagnation des glaciers. En l'absence de données chiffrées, toutes ces évaluations restent subjectives.

2.2 - La dérive des icebergs

Le vent et le courant agissent sur la marche des icebergs. Dans le Kongsfjord, où les observations furent menées avec le plus de continuité, l'action du courant est secondaire. Elle s'exerce cependant par temps calme et entraîne lentement les icebergs d'Est en Ouest. Quand ils arrivent au large, seuls les plus gros ont subsisté. Ils ne résisteront plus bien longtemps. Ils se fragmentent et fondent sous l'effet des vagues et de la tiédeur du courant Nord-Atlantique (+ 3ºC, + 4ºC).

Par contre, sous l'action du vent, les icebergs sont déplacés avec vigueur. Selon la direction de poussée, ils sont refoulés en masse vers l'amont du fjord ou, au contraire, ils sont chassés rapidement vers la sortie, constituant de véritables trains de glaces dérivantes aux formes les plus variées. Quand ils sont poussés vers les rives des fjords, ils viennent s'échouer à la côte, à une distance proportionnelle à leur tirant d'eau. Leur ancrage est généralement peu solide ; un nouveau coup de vent de sens opposé suffit à les libérer.

Certains icebergs pourtant s'échouent définitivement car ils sont projetés sur les plages au-delà de la ligne de haute mer. Ils fondront peu à peu, sur place, et disparaîtront en laissant un trou à leur emplacement. Les causes de l'échouage sont diverses : les marées de fort coefficient avec l'aide du vent, un déferlement important, et surtout les ondes solitaires créées par la chute de gros blocs se détachant du front du glacier. C'est ainsi qu'il n'est pas rare de rencontrer, sur les grèves de l'amont des fjords, des blocs de glace portés à une hauteur de plusieurs mètres au-dessus du niveau de la mer.

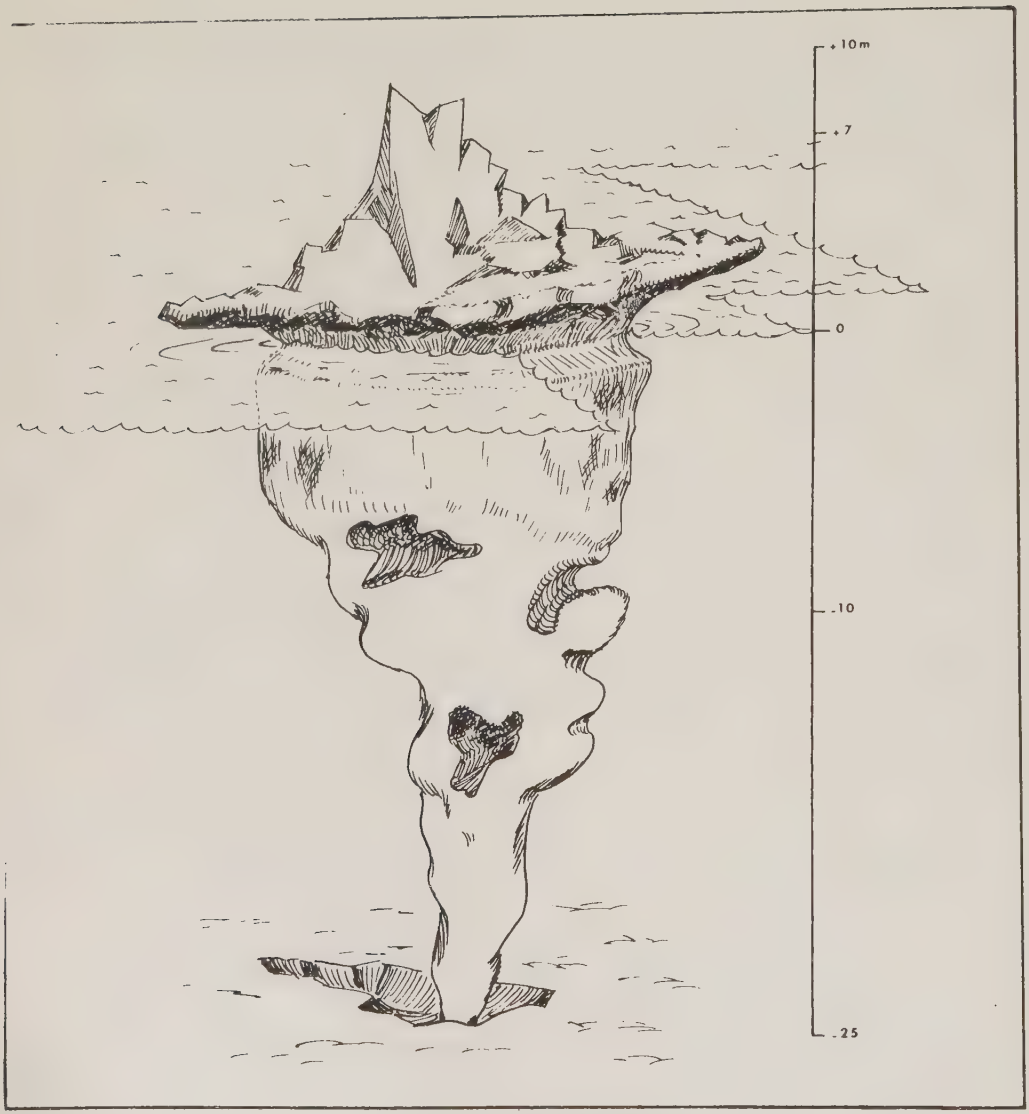


Fig. 9-2 - Un iceberg.

2.3 - La forme des icebergs (fig. 9-2)

Pendant qu'il dérive, l'iceberg est progressivement rongé par l'eau de mer. Un moment arrive où, en perte d'équilibre, il se retourne et oscille jusqu'à ce qu'il ait retrouvé un équilibre de flottaison. Les icebergs, en voie de disparition, prennent des formes très curieuses ; on les appelle des "cygnes" (photo 28).

Plusieurs visites en plongée nous ont permis de détailler leurs formes sous-marines. La partie des icebergs qui émerge peut prendre les aspects les plus variés d'un chaos de glace (photo 12). Par contre, la partie immergée, qui représente plus des deux tiers de l'ensemble, nous est toujours apparue avec des caractères similaires. Une encoche la sépare de la partie supérieure. L'ampleur de cette encoche varie avec l'âge de l'iceberg et l'état de la mer. Plus l'iceberg est vieux, plus la mer est agitée et plus l'encoche est profondément creusée. La partie sous-marine a une surface polie où tous les angles sont émoussés. Elle se termine par une ou plusieurs racines taillées en biseau. Un dédale de grottes la ronge et parfois des passages permettent au plongeur de passer d'une face sur l'autre.

2.4 - Le rôle morphosédimentologique des icebergs

2.4.1 - Le rôle de transport

Certains icebergs transportent une telle quantité de matériaux morainiques qu'ils disparaissent littéralement sous leur charge. Il suffit pour cela qu'ils se soient détachés au niveau de la moraine. C'est ainsi que les glaciers qui possèdent une moraine médiane (par exemple : le Glacier du Roi) fournissent un grand nombre d'icebergs très chargés en sédiments morainiques.

Kulikov (1962) décrit une couche de matériel morainique à la base d'un iceberg renversé et aggloméré à la plateforme de glace

en Antarctique et il soutient que les sédiments glacio-marins de l'Antarctique sont des matériaux de cette nature et de cette origine.

Certains auteurs ont rendu compte d'un autre mode de transport. Les icebergs pousseraient une grande quantité de débris sur le fond (Thompson, 1953). Nous n'avons rien observé de tel.

Lorsqu'ils échouent, les icebergs prendraient en charge, par dessous, du matériel qu'ils transporteront ailleurs, quand ils seront remis à flot (Konovalov, 1961, et Voronov, 1965). Il est évident que ce type de prise en charge par le fond est beaucoup moins important que le premier. Nous pensons même pouvoir affirmer qu'il est inexistant au Spitsberg. Les icebergs explorés en plongée n'étaient jamais chargés par dessous et ceux qui s'échouaient ne repartaient jamais en entraînant du sédiment fixé. En effet, le sédiment n'adhère pas à la glace en phase de fonte.

Quant à savoir si, au Spitsberg, les icebergs peuvent conserver les matériaux pendant longtemps et les transporter au large, la réponse est négative. Le seul transport appréciable se fait à l'intérieur des fjords puisqu'à l'extérieur les icebergs disparaissent immédiatement dans les eaux "tièdes" du courant Nord-Atlantique. Dans d'autres conditions de "survie", les distances parcourues sont évidemment différentes.

2.4.2 - Le rôle de sédimentation est lié au précédent. Divers auteurs ont signalé, dans les bassins océaniques, une sédimentation glacio-marine, mais sans faire toujours la distinction entre les icebergs et les autres types de glace flottante (plaques de banquise, débris de pied de glace). Engeln (1918) parle d'une sédimentation par icebergs en Alaska. Tarr et Butler (1909) estiment que la quantité de matériel ajoutée sur le fond des fjords et sur les plages où les icebergs s'échouent représente une addition notable de sédiment. Pour Lisitzin (1962), l'étendue recouverte par des sédiments glacio-marins est considérable et représenterait en Antarctique une zone large de 200 à 600 km.

Au Spitsberg, les blocs morainiques qui parsèment les sédiments des fjords peuvent être attribués à une sédimentation par icebergs. Ceux-ci contribuent à la sédimentation sous-marine, mais seulement dans les limites des fjords, où ils abandonnent leur charge, soit progressivement au cours de la fonte, soit brusquement lorsqu'ils se retournent.

Les icebergs contribuent aussi, dans une certaine mesure, à l'apport de matériel sur les plages. Dans le pied de glace de la flèche méridionale de la Pointe de Sars, nous avons vu des icebergs emprisonnés avec leur charge de moraine. A la fonte, il reste sur la plage un tas de cailloux qui sera peu à peu remanié par les vagues. Mais ce dernier aspect de la sédimentation par iceberg est occasionnel et de faible importance.

2.4.3 - Le rôle d'érosion

Sur les plages, les icebergs échoués fondent sur place. Seuls les plus petits ont pu être poussés sur le haut des plages, si bien que les trous de fonte sont toujours de dimensions réduites (quelques décimètres à 0,50 m de diamètre, 20 à 50 cm de profondeur). Mais les icebergs ne sont pas les seuls à intervenir dans ce modelé qui peut être l'oeuvre de n'importe quel type de glace flottante échouée.

Sous l'eau, il semble que certaines formes sont à attribuer exclusivement à l'oeuvre des icebergs. Elles n'ont été décelées qu'en plongée, leur ampleur étant trop faible pour qu'elles s'inscrivent sur les profils enregistrés à l'écho-sondeur (fig. 9-3).

Un iceberg en pleine action a été minutieusement étudié au cours de la plongée P 20 dans le Kongsfjord. Après avoir dérivé pendant quelques jours, il s'était fixé à quelque distance de la côte. C'est l'un des icebergs les plus volumineux qui circulent dans le fjord (longueur : 40 m ; largeur : 25 m ; hauteur au-dessus de l'eau : 7 m) (fig. 9-2). Sous l'encoche de sapement, la paroi est verticale pendant 10 m, puis taillée en biseau et l'iceberg

Fig. 9-3 - Croquis synthétique des microformes créées par les icebergs.

est ancré sur le fond par sa racine effilée. Il a creusé un sillon avant de s'immobiliser dans une petite cuvette. La tranchée fraîche, profonde de 2 à 3 m, offre une excellente coupe dans le sédiment : vase rouge et compacte, avec, dans sa masse, des galets roulés. C'est le même type de sédiment que celui qui a été décrit (chap. 8-4), c'est-à-dire du matériel littoral repris dans les formations glaciaires au cours d'une avancée du glacier et devenu marin à la suite d'une submersion. Devant les parois de glace qui s'enfoncent dans le sédiment s'étalent des coulées vaseuses. C'est la fonte de l'iceberg qui libère de l'eau délayant la vase. Aucun sédiment n'est pris en charge par la glace. Mais l'effet d'érosion, lui, est certain : l'iceberg a creusé un sillon et une cuvette.

Nous avons vu et étudié de nombreux sillons et cuvettes. C'est le modelé de surface de tous les fonds vaseux des versants peu profonds des fjords. Ce sont toujours des microformes (de l'ordre du mètre pour la profondeur, de quelque mètres pour la longueur) ; elles répondent à des impératifs de localisation.

Au cours de la plongée P 27 dans le Kongsfjord, près des îles Lovenöyane, on a noté, entre - 10 m et - 22 m, des sillons larges de 2 à 5 m, hauts d'un mètre environ. Au cours de la plongée P 30, toujours dans le Kongsfjord : on descend sur un tombant rocheux jusqu'à - 9 m où affleure encore la roche en place ; suit une pente douce, vaseuse, parsemée de cailloux et de blocs (délestage d'icebergs) ; à - 13 m apparaissent des sillons allongés et on en repère plusieurs jusqu'à - 20 m ; enfin, sur le fond plat et vaseux (- 20 m, - 35 m), des cuvettes ont été creusées par les racines d'icebergs. Elle sont petites vers - 20 m (3 m de diamètre) et plus grandes vers - 35 m (5 m de diamètre). Au cours de la plongée P 26, près de la côte méridionale du Kongsfjord, les sillons sont situés à flanc de versant entre - 10 m et - 18 m. On pourrait multiplier les exemples.

On peut en déduire les remarques suivantes :

- les sillons sont des microformes de versants. Ils sont

allongés longitudinalement et localisés en général entre - 10 et - 20 m car l'iceberg doit avoir une certaine masse et un tirant d'eau suffisant pour jouer un rôle efficace.

- les cuvettes sont des microformes de fond plat vaseux. Elles peuvent s'accompagner d'un sillon d'arrivée. Elles caractérisent surtout la plateforme d'une vingtaine de mètres où peuvent s'ancrer des icebergs assez volumineux pour creuser des trous. Elles sont plus petites sur la plateforme de - 5 m où s'échouent les icebergs de dimensions réduites. Les cuvettes sont creusées par les icebergs échoués qui bougent légèrement sur place au gré des vents et des marées ; les sillons par les icebergs qui se déplacent.

- Les microformes d'érosion n'accidentent que les fonds meubles. Les icebergs qui viennent heurter les versants sous-marins du fjord avec un tirant d'eau trop fort pour passer sur les plateformes bordières, travaillent par coups de boutoirs répétés, sous l'effet du vent, des vagues et des courants, tout en continuant à se diriger vers la sortie. Les sillons sont de simples raclages longitudinaux des versants. La mobilité de l'iceberg flottant atténue son pouvoir érosif. Ceux qui s'échouent sur les plateformes sous-marines y creusent des cuvettes, mais continuent à fondre sur place. Quand ils sont suffisamment allégés, ils décollent, poursuivent leur route, avant de s'échouer éventuellement sur des fonds moins profonds.

La mobilité des icebergs et l'incohérence de leur action qui se manifeste à des profondeurs très variables en fonction de leur tirant d'eau, ne permettent pas de les retenir comme agents d'aplanissement des plateformes. Il ne semble pas qu'ils puissent avoir une action sur la roche en place, contrairement à l'opinion de Nichols (1961) qui cite aussi Gould (1928), O'Neil (1924), Mathiassen (1933), et qui affirme que la glace de mer et les icebergs peuvent strier le fond rocheux. Dionne (1970) cite aussi un certain nombre d'auteurs anciens, partisans d'une action érosive, dont Geikie (1882). Les icebergs, plus que les autres types de glace

flottante, seraient capables d'éroder la roche en place grâce aux fortes pressions qu'ils exercent sur le fond lorsqu'ils sont entraînés par les courants, ballotés par la houle ou poussés par le pack. Fuenzalida (1964) signale un raclage du fond par les icebergs. Certains, cependant, précisent que l'action des icebergs concerne les fonds meubles des zones peu profondes qu'ils affouillent quand ils échouent (Drygalski, 1897 ; Engeln, 1918 ; Wright et Priesely, 1922, etc...). Les références dispersées ne manquent pas, mais elles sont souvent très anciennes et en général il n'est précisé ni le type de glaces flottantes, ni le type de fond sur lequel elles exerceraient leur action.

Enfin, les icebergs creuseraient des trous sur le fond en tombant lors du vêlage et les remous qu'ils déclenchent remettraient le matériel fin en suspension (Tarr, 1897). Rares sont ceux qui doivent atteindre le fond.

Ils déformeraient aussi les couches sur lesquelles ils s'échouent (Brenner, 1939, et autres auteurs cités par Dionne, 1970, p. 219). Mais ceci n'est pas particulier aux icebergs et peut être le fait de n'importe quelle glace flottante.

Quant à l'action de l'iceberg côtier agissant comme un bélier qui fait s'écrouler la falaise et qui part en emmenant les débris (Corbel, 1954), précisons qu'il s'agit d'une confusion entre iceberg et pied de glace.

Pour conclure, nous pensons que le rôle érosif des icebergs est négligeable, qu'il ne se traduit que par un microfaçonnement et que les icebergs ne sauraient être tenus pour responsables ni de l'élaboration des plateformes, ni d'une action importante sur le littoral. Par contre, ce sont des agents de transport qui véhiculent les matériaux morainiques et les déposent ensuite. Ils jouent ainsi un rôle fondamental en ce qui concerne la sédimentation dans les fjords, et parfois un peu au-delà.

- LA BANQUISE

Les côtes du Spitsberg ne subissent l'action des vagues que pendant six mois par an au maximum. Pendant le reste de l'année, elles sont bloquées par la banquise.

3.1 - La banquise à la côte

Faute d'un séjour hivernal, il n'a pas été possible d'observer les phénomènes d'englacement. Nous avons cependant bénéficié de renseignements fournis par les chercheurs de la D.D.R., retrouvés après leur hivernage 1964-1965.

- En hiver, le Kongsfjord, comme les autres fjords, est occupé en permanence par de la "glace de baie" (subdivision de la "glace littorale" si nous suivons la terminologie de Hamelin, 1960).

Pour que la mer commence à geler, il faut de 9 à 36 degrés/jours de froid, comptés en dessous de - 1,8ºC (Lliboutry, 1964, p. 141). On sait que le point de congélation de l'eau de mer se situe entre - 1,8ºC et - 2ºC selon la salinité. L'eau étant relativement peu salée dans les fjords, le gel peut prendre assez tôt.

Dans le Kongsfjord, la banquise commence à se former en décembre (Meier, 1966). Les petites baies séparées par les promontoires deltaïques des torrents, les détroits entre les îlots rocheux, le pourtour des îles, sont les premiers englacés. Les cristaux de glace forment une bouillie glacée (slush ice), molle et incolore. Elle se transforme en pancake ice (dite glace en crêpe ou en assiette) : petites plaquettes (30 cm de diamètre environ) aux bords surélevés. A ce stade, la glace ne présente aucune solidité. Les vagues, le vent, peuvent la disperser plusieurs fois avant qu'elle ne s'établisse définitivement. La neige recouvre bientôt indistinctement rivage et banquise et contribue à l'épaississement de cette dernière. On ne reconnaît la ligne de rivage qu'à la pente de la surface qui contraste avec la planéité de la banquise et à la zone de cassures

qui sépare la glace littorale du pied de glace (icefoot). Le pied de glace reste solidement amarré au rivage, tandis que la glace littorale monte et s'abaisse de plusieurs décimètres au rythme des marées. L'ampleur de ce mouvement est maximale au début de la prise des glaces et juste avant leur départ. Ce type de phénomène s'applique à toutes les glaces de mer, dans toutes les régions froides.

La glace de banquise reste mince (on a mesuré 1 à 2 m d'épaisseur en hiver 1964-1965).

- En été, à la mi-juin, la glace littorale occupe encore une grande partie du Kongsfjord. A titre d'exemple, le 23 juin 1967, lors de notre arrivée, elle couvrait la zone amont du fjord jusqu'à une limite tracée du Blomstrand au niveau du Camp Français, avec un large retrait dans l'axe du fjord. L'extension de la banquise et l'état de désagrégation de la glace sont variables selon les années.

A cette même date, nous avons mesuré l'épaisseur de la glace de baie : 1,10 m (dont 90 cm sous l'eau). Un réseau de fissures limite des radeaux d'allure géométrique. Le pied de glace est encore fermement amarré à la côte mais les crevasses qui le séparent de la glace littorale mobile ont tendance à s'amplifier (photos 14 et 15).

A ce stade, la banquise est menacée, sa survie est éphémère et dépend essentiellement du vent. Par temps calme, avec des vents faibles ou soufflant de la mer, les radeaux de glace (petits floes*) fondent lentement sur place. Les fissures deviennent des chenaux d'eau libre de plus en plus larges dans lesquels une barque peut bientôt naviguer. La surface des floes se transforme en bouillie de glace (sludge). Si, par contre, des vents violents se mettent à souffler de terre, la débâcle est générale, entraînant le champ de glace vers l'aval. Les icebergs de l'hiver précédent, libérés, suivent le

---

* D'après Hamelin, 1960, on peut appeler "petit floe" un floe de 1 à 10 m.

mouvement vers la sortie du fjord. Dès qu'ils arrivent en haute mer, icebergs et floes fondent rapidement ; ce n'est pas comparable à la prise en charge dans le courant froid du Labrador des glaces du Groenland et de l'archipel canadien arctique.

Il suffit de quelques jours pour que la débâcle soit totale. Fin juin ou début juillet, la glace de baie a disparu et les seuls phénomènes qui subsistent dans les fjords dégagés sont le pied de glace et les icebergs. Le pied de glace (ice foot), enrichi par les congères accumulées pendant l'hiver, fondra à une vitesse variable, selon son volume, sa disposition, son exposition. Nous l'étudierons par la suite en raison de son importance morpho-sédimentologique.

3.2 - Le rôle érosif

3.2.1- Sur le littoral

Il peut s'exercer soit directement, soit indirectement par l'intermédiaire des blocs de glace poussés à la côte.

Directement : on a parfois attribué à la glace de mer un rôle majeur dans la destruction des rivages. Elle heurterait les falaises, poussée par les marées (Corbel, 1954). Mais ceci paraît impossible car la banquise côtière, mobile et soumise aux mouvements atténués de la mer, est toujours séparée de la côte par un pied de glace fixe pendant toute la période du pléni-glaciel ; et, lorsque le dégel commence, les radeaux de banquise partent les premiers alors que le pied de glace est toujours en place ; ils n'ont donc pas la possibilité d'atteindre la falaise.

Le rôle érosif indirect, par l'intermédiaire des glaces de dérive, pourrait être plus efficace. Les icefloes, poussés contre le rivage, s'entassent jusqu'à former de vastes hummocks. Sur certaines côtes (Baltique, Mer d'Azov) on a observé la formation de ces empilements de blocs de glace qui peuvent même détruire des édifices quand la glace commence à bouger au printemps (Zenkovich, 1967,

p. 169). Sur les côtes de la Mer Baltique, les empilements côtiers sont considérables et peuvent atteindre 10 m de haut (Slaucitajs, 1929). Nous n'avons pas observé de phénomène d'ice wall ou eiswall d'une telle ampleur au Spitsberg où la banquise est toujours rapidement évacuée alors que le pied de glace fossilisait encore le rivage. Il arrive cependant que l'on observe des empilements de taille réduite qui représentent vraisemblablement des blocs de glace charriés en automne par les dernières tempêtes avant la prise par la banquise.

A l'arrivée du premier bateau (deuxième quinzaine de juin), la banquise occupe encore la moitié amont du Kongsfjord. Plus ou moins épaisse selon les années, elle est en voie de destruction à la fois par fonte et par craquellement. Les plaques se détachent en radeaux vite évacués sous l'action des coups de vent d'Est fréquents et de courte durée. En une semaine, la libération est totale. A cette époque, les côtes extérieures sont déjà dégagées, mais il n'y a pas trace d'empilements de hummocks au rivage. Ceci est dû à l'absence de quantités suffisantes de glaces flottantes que le vent pourrait repousser à la côte, d'une part parce qu'elles fondent rapidement à l'extérieur des fjords et d'autre part parce qu'il ne se produit pas un blocage dans les fjords ou les détroits (Forlandsund) très peu larges si on les compare à la Mer Baltique par exemple où ces empilements sont communs.

Nous restons consciente du caractère fragmentaire et discontinu de nos observations et nous ne pouvons pas les généraliser à l'ensemble du Spitsberg. Il est possible que les conditions de disparition rapide de la banquise, dès qu'elle est dissociée, et l'absence d'accumulations de glace de dérive à la côte, soient particulières au Spitsberg du Nord-Ouest.

En effet, Rozycki (1957) décrit, pour le Sud du Spitsberg (Terre de Torrell) où les conditions climatiques sont plus sévères, une attaque de la côte par les glaces de dérive. Au printemps, les blocs de glace, entassés et refoulés sur la côte, peuvent être poussés jusqu'à 4 m au-dessus du niveau de la mer. Les accumulations se

produisent au début de l'été (courant juin), au moment de la débâcle de la banquise hivernale. Les plaques de glace attaquent avec une grande force le vieux cordon littoral, prélevant d'importantes quantités de graviers. Au commencement de l'été, un grand nombre de plaques de glace couvertes de graviers reposent le long des côtes, formant une bande large de 20 à 30 m qui s'étend au-delà du nouveau cordon littoral. Le gravier tombe des blocs de glace qui fondent peu à peu et le paysage devient un fouillis de petites buttes (hauteur 50 cm), paysage morainique en miniature. Au Nord cette fois, en Terre du Nord-Est, et toujours dans des conditions climatiques sévères, Thompson (1953) décrit des blocs de glace portés au rivage par les vents avec la charge de matériel qu'ils ont prélevé sur le fond et il pense que, puisque le pack est cassé même en hiver par les tempêtes, ces radeaux peuvent se former à n'importe quelle saison.

Ces auteurs ont-ils vraiment décrit les effets de glaces de dérive ? Ou ont-ils plutôt observé une étape de désagrégation du pied de glace ?

Nous avons vu des cordons littoraux présentant ce même type de paysage pendant le dégel du pied de glace*. Si ce sont des plaques de banquise, leur entassement à la côte au moment du dégel supposerait des vents puissants soufflant de mer juste à ce moment, donc une situation météorologique sans doute exceptionnelle à laquelle répondrait une situation morphologique elle-même exceptionnelle.

Il est toujours difficile d'interpréter les observations des chercheurs dans ces régions arctiques où elles n'ont porté généralement que sur une saison. On ne sait jamais si l'observation

---

* Ils seront décrits dans le paragraphe suivant.

est le témoignage de conditions normales ou de conditions anormales d'un moment.

3.2.2 - Sur le fond

Bien que certains auteurs aient pensé à l'action des glaces flottantes pour expliquer la formation de plateformes rocheuses (Chalmers, 1886), il semble impossible que la banquise, à cause de sa flottabilité, puisse avoir une action érosive quelconque sur des fonds rocheux. Si les matériaux sont meubles, cette éventualité n'est pas exclue, mais la faible épaisseur de la banquise (2 m) limite cette action à des fonds sous-marins très peu profonds. Les plateformes bordières que nous avons étudiées sont, pour les moins profondes, situées vers 5 m, ce qui les soustrait à l'action de la banquise actuelle. Qu'elles aient été façonnées de cette manière puis submergées, nous n'en avons aucune preuve. Nansen (1922, p. 41) juge également impossible que les banquettes côtières puissent être formées par la banquise. Par contre, il se peut que la glace de mer par le jeu des marées montantes et descendantes, exerce un rôle érosif sur les côtes plates et marécageuses comme celles que décrit Tarr (1897) à Baffin Island.

Par l'intermédiaire de la poussée exercée par les glaces flottantes sur les fonds meubles, la banquise peut, selon certains auteurs, en modifier la topographie.

Dionne (1970, p. 170) établit la liste des auteurs qui ont signalé le rôle des glaces marines dans l'érosion et la formation de reliefs sous-marins ; parmi eux, Carsola (1952 et 1954) a décrit des microreliefs dans la zone littorale de la mer de Beaufort et les attribue aux glaces flottantes. Ce serait à la fois des formes d'accumulation et d'érosion en matériel meuble : des trous et des dépressions séparés par des buttes. Pour Mc Ginitie (1955) les crêtes décelées jusqu'à 30 m de profondeur à Point Barrow (Alaska) sont produites par l'action des glaces sur le fond.

Ces auteurs font mal la part entre la banquise proprement

dite et les icebergs et les radeaux de pack qui peuvent consister en une accumulation de blocs à fort tirant d'eau. Sinon comment expliquer que ce modelé sous-marin attribué aux glaces de dérive existe jusqu'à des profondeurs atteignant 30 m ?

Le microrelief que nous avons observé n'a pu l'être que grâce à la plongée parce que trop réduit pour être repérable par un autre moyen. Si les auteurs décrivent des formes plus amples que celles que nous avons vues, c'est parce qu'ils ont été dans l'impossibilité de percevoir des microreliefs éventuels. De plus, dans leurs régions au climat plus rude, les empilements de glace de dérive sont plus importants et durent plus longtemps. Aussi est-il normal que les formes soient plus amples qu'au Spitsberg.

Un relief sous-marin, constitué de crêtes, de buttes et de sillons a été repéré dans les mers arctiques de faible profondeur et attribué à l'action de la glace. Zenkovich (1958, a) rapporte la découverte de crêtes sous-marines de pierres dans le Nord-Ouest de la Mer Noire ; il pense qu'elles sont formées par la glace. Le même auteur (1967) rappelle aussi des formes analogues de crêtes, de buttes, de sillons décrites par Hartmann (1893), par Vil'ner (1955) dans la mer de Laptev où les buttes ont 10-12 m de haut avec des sommets tranchés au niveau - 2,5, - 3 m par le pack de printemps ; des sillons de plusieurs kilomètres de long sont visibles d'avion au printemps sur les hauts fonds du Nord de la Mer Caspienne ; ce sont les grands floes qui les ont creusés sur les fonds de sable et d'argile (Koshechkin, 1958 a). Rex (1955), dans la région de Barrow (Alaska), a décrit des crêtes de 2 à 4 m de hauteur, bien développées entre 6 et 24 m de profondeur mais présentes jusqu'à 30 m ; ils les définit comme des crêtes de pression formées sous l'action des glaces échouées au printemps. On pourrait citer d'autres auteurs qui décrivent à peu près la même chose dans des dimensions supérieures comme Carsola (1954) ou Mc Ginitie (1955).

Cependant, même si la distinction n'est pas toujours faite entre les icebergs et le pack, les observations sérieuses men-

tionnent toujours que l'action de la glace ne se fait que sur les fonds meubles et peu profonds. Mais on suppose aussi de grands empilements de blocs de glace qui font défaut au Spitsberg où il semble que le rôle érosif de la glace de mer est très réduit pour ne pas dire inexistant.

3.3 - Le rôle protecteur

En hiver, la glace de mer protège la côte de l'action des vagues et annule donc pendant une grande partie de l'année cette forme d'érosion. Même lorsque la nappe de glace, brisée, part à la dérive, elle exerce encore son rôle de protection en empêchant la houle de se former ou en cassant les houles lointaines.

Il y a peu à dire sur ce rôle protecteur de la banquise qui est négatif en ce sens qu'il entraîne l'arrêt des processus azonaux d'évolution pendant plus de la moitié de l'année. Ceci est compensé, pendant le temps d'arrêt, par une évolution sous l'emprise du froid, non pas au niveau de la banquise, mais en rapport avec le pied de glace.

Pour conclure, on peut estimer que l'oeuvre d'érosion des glaces de dérive, icebergs et radeaux de banquise, est nulle ou superficielle.

4 - LE PIED DE GLACE

4.1 - Généralités

4.1.1 - Définition

Pied de glace ou "ice-foot" viendrait du mot danois "isfod" utilisé par les explorateurs du Groenland (Charlesworth, 1957). Ce

terme recouvre, pour les auteurs, des phénomènes divers, aussi aboutissent-ils à des interprétations différentes. Dans les rudes régions arctiques, on ne voit souvent un phénomène qu'une seule fois, à un moment quelconque de son évolution, or chacun essaye d'en donner une explication générale en imaginant, d'après ce qu'il a observé, les étapes de l'évolution. C'est donc avec la plus grande prudence qu'il convient d'utiliser l'abondante bibliographie, pour laquelle nous renvoyons aux analyses faites par Feyling-Hanssen (1953) et par J.C. Dionne (1970).

La simple définition du pied de glace donne lieu à une grande variété d'interprétations. N'ayant pas l'intention de donner une valeur générale à notre étude du pied de glace, nous ne retiendrons que les définitions qui correspondent à ce que nous avons pu observer, en admettant que ce n'est qu'un aspect partiel de ce phénomène varié et complexe.

Bentham (1937) a vu dans le pied de glace, une partie de glace de mer soudée au rivage et séparée de la banquise proprement dite par des crevasses de marée. Pour Koch (1945), il est une ceinture de glace rattachée au rivage et il ne subit pas les effets de la marée. Nous ajouterons que le pied de glace, principalement constitué de glace de mer, est enrichi dans sa partie interne par des congères de neige qui se transforment en névés. On peut alors parler de "pied de glace nival" (false ice-foot).

4.1.2 - La durée

Au Spitsberg, le Kongsfjord commence à geler en décembre. Mais avant que la banquise ne fasse son apparition, l'installation progressive du pied de glace a commencé. Il faut plusieurs semaines pour qu'il se raccorde à la banquise qui se fait et se défait à plusieurs reprises. Ensuite, pendant cinq mois environ, seule la zone de crevasses de marée séparera le pied de glace fixé à la côte de la banquise qui monte et descend au rythme des marées (communication orale des chercheurs allemands.)

En juin, la banquise se désagrège et disparaît, mais un pied de glace discontinu subsiste encore pendant quelques semaines. Fin juin, il n'en reste déjà plus que des témoins dispersés. Après la mi-juillet, les dernières traces sont nichées dans les endroits les mieux abrités de l'attaque de la mer et les moins exposés à la fonte. En août, le pied de glace semble avoir partout disparu. Il n'y à pas de pied de glace pérenne au Spitsberg Centre et Nord occidental.

Devant certains pieds de glace d'épaisseur considérable, nous avions pensé qu'il était impossible de les voir fondre en totalité. A l'île du Prince Charles, un pied de glace nival qui, plaqué contre une falaise, atteignait 15 m de haut en juillet, avait entièrement disparu trois semaines plus tard. Et partout nous avons constaté que, même les pieds de glace les plus imposants, disparaissaient en quelques semaines.

Existe-t-il des pieds de glace pérennes en Terre du Nord-Est où le climat est plus rigoureux ? Ahlmann (1933) a décrit un type de pied de glace qu'il estime vieux d'au moins deux ans en se fondant sur l'existence de couches de sable intercalées dans la glace. Mais il se peut que ce soit simplement une formation du type "Kaimoo" que nous décrirons plus loin.

Quant aux observations de Feyling-Hanssen (1953), elles recoupent les nôtres. En 1950, au Cap Linné, le pied de glace n'a pas commencé à se former avant le début de décembre (information télégraphique du Chef-opérateur à Isfjord Radio). Il n'y eut pas de couverture de glace continue cet hiver là dans l'Isfjord, mais parfois le fjord fut entièrement bloqué par la glace de dérive. En général, dans l'Isfjord, le pied de glace se forme en novembre et se disloque à partir de mai. Mais les dates de formation et de disparition sont sujettes à de grandes variations en rapport avec la direction et la force des vents et des vagues et avec l'exposition des secteurs côtiers.

Feilden et de Rance (1878) vont même jusqu'à dire que le pied de glace serait absent sur les caps exposés. Mais ce n'est pas

exact pour le Spitsberg où nous avons vu des pieds de glace particulièrement bien developpés sur tous les caps très exposés (Kvadehuk, Mitra, etc...).

Selon son mode de formation (Feyling-Hanssen, 1953), le pied de glace pourrait couvrir le rivage depuis le niveau de la haute mer jusqu'au niveau de la basse mer (marnage moyen : 118 cm). Ceci se réalise pendant les périodes les plus froides de l'hiver, dans les endroits qui ne sont pas exposés aux tempêtes trop fréquentes, et où, par conséquent, la glace de mer n'est pas trop souvent cassée et transportée ailleurs. Pendant la plus grande partie de l'hiver, au Spitsberg occidental, on peut supposer que la surface inférieure du pied de glace n'atteint pas le niveau de la basse mer. Elle en est même sans doute assez loin.

La surface inférieure du pied de glace, du moins autour de l'Isfjord, est située près du niveau de la haute mer pendant la plus grande partie de l'hiver. Le 3 mars 1951 (d'après le chef opérateur d'Isfjord Radio), la surface du pied de glace était située au niveau de la mi-marée. Ce fut la position la plus basse du pied de glace au Cap Linné cet hiver là.

En fait, il est difficile de définir des situations moyennes car les conditions et les formes sont variables selon les années. De plus, les situations locales sont impératives : topographie des lieux, conditions météorologiques et océanographiques, etc... Il nous a donc paru préférable d'organiser notre étude par types de pieds de glace. Nous traiterons ceux que nous avons pu observer sans nous cacher que ces observations sont loin d'être complètes et suffisantes. En effet, n'ayant vu les phénomènes qu'une ou quelques fois et toujours à la saison du dégel, notre raisonnement reste malheureusement hypothétique sur bien des points.

4.2 - Le pied de glace de falaise

4.2.1 - Description

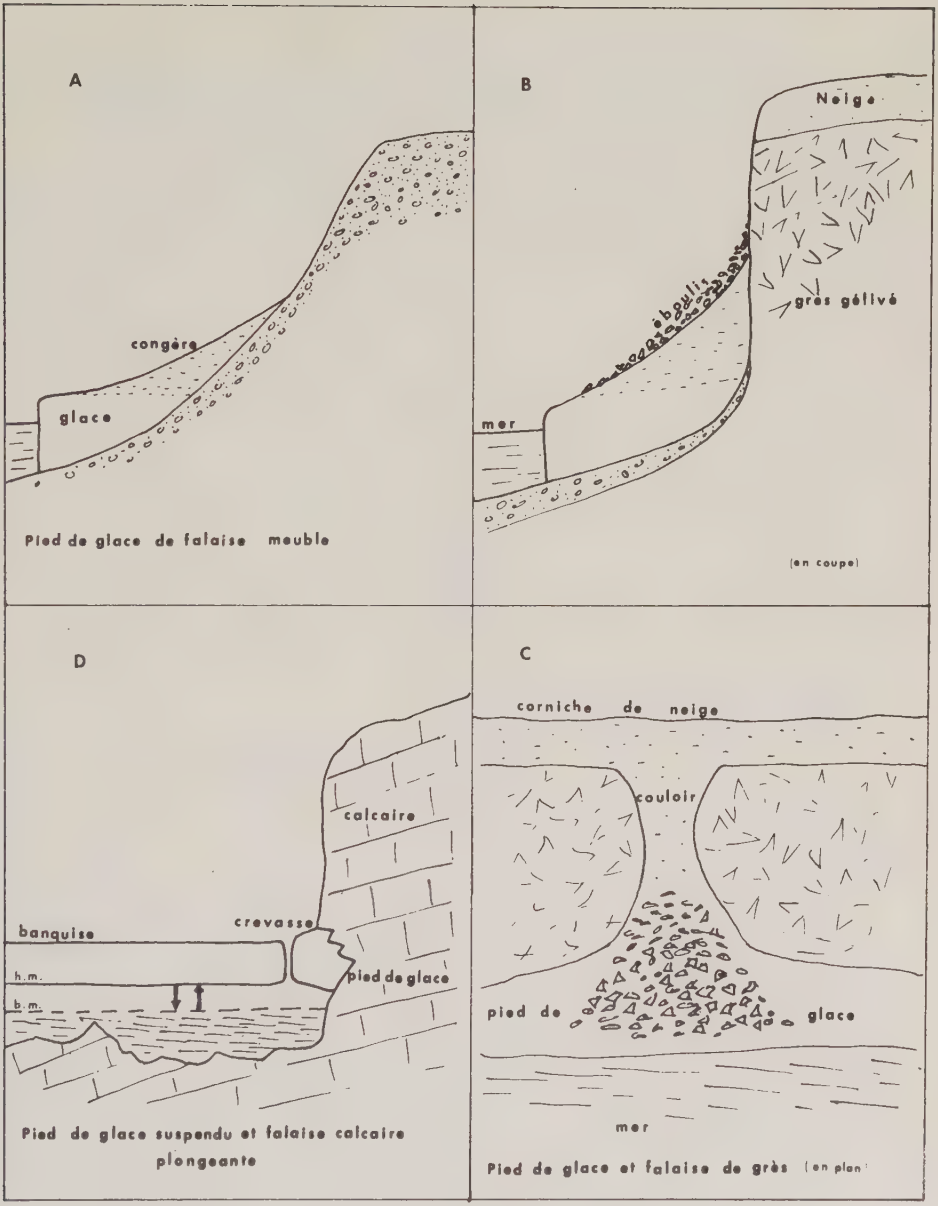


Fig. 9-4 - Types de pieds de glace.

Au début du mois de juin, il semble bien que toutes les falaises soient bordées par un pied de glace relativement étroit. Les cassures qui le séparent de la banquise sont apparentes, plus ouvertes vraisemblablement qu'elles ne l'étaient en plein hiver. Des observations précises font défaut ; elles n'ont pu être réalisées que plus tard, après que l'évacuation de la banquise eût rendu la côte accessible.

Prenons comme exemple la situation du 27 juin 1967 pour le secteur compris entre Ny Ålesund et la Pointe de Kvadehuk qui a l'avantage de comporter 3 types de falaises : en matériaux meubles, en grès, en calcaire.

A l'Ouest de Brandalpynten, des falaises éboulueuses sont entaillées dans les sables et graviers des plages anciennes. Leur partie inférieure se présente sous la forme de pentes d'éboulis. Celle-ci est partiellement masquée par le pied de glace surmonté d'épaisses congères plaquées contre la pente. Du côté de la mer, le pied de glace est taillé en falaise. Aucun dépôt n'est apparent à la surface du pied de glace (fig. 9-4/A).

Par contre, des dépôts hétérométriques (blocs, cailloux, débris fins) ensevelissent presque totalement le pied de glace dès que commencent les falaises de grès. Le pied de glace est posé sur l'étroite plage qui borde les hautes falaises (20 m) de grès rouge (fig. 9-4/B). La mer a façonné la face externe en falaise, tandis que, dans la partie interne, d'épaisses congères ont complètement bouché l'angle formé par la plage et la falaise verticale. Couronnant la falaise, la neige s'écoule vers le pied de glace par des couloirs. La relation est évidente entre ces couloirs et l'abondance des débris : à leur débouché, de vrais cônes d'éboulis s'entassent sur le pied de glace (fig. 9-4/B et fig. 9-4/C).

A l'Ouest de la rivière Scheteligelva, les falaises de grès font place à des falaises calcaires, hautes de 4 à 5 m, qui perdent de l'altitude vers le cap Kongsfjordneset, au-delà duquel elles disparaissent. Le cap, creusé de grottes, présente un profil en visor au-dessus d'un platier hérissé de récifs (fig. 9-4/D). Les plages sont rares ; dans la plupart des cas, les falaises sont plongeantes et le

pied de glace, s'il a existé de façon continue, a déjà partiellement disparu. Il ne subsiste que dans des encoches de la falaise et est parfois surmonté de blocs et de cailloux tombés de celle-ci.

Le profil en visor caractérise les falaises calcaires qui, par ailleurs, sont les seules, avec les falaises de granite, à être plongeantes. Les restes du pied de glace sont nichés au niveau du visor. Ils restent suspendus au-dessus de la mer quand la marée est basse.

4.2.2 - Formation et évolution

Pendant l'engel, alors que la mer n'est pas encore figée par la glace, les embruns projetés à marée haute sur la paroi de la falaise gèlent à son contact. Progressivement, il se forme contre la falaise un bourrelet de glace d'origine marine. Pendant la saison glacielle, le pied de glace s'épaissira sous l'effet des congères. Par tassements, dégels et regels successifs, la neige tend à se transformer en névé. Le pied de glace de falaise est donc un pied de glace nival à base de glace marine.

La topographie des falaises détermine deux grands types de pied de glace :

- les pieds de glace suspendus. Ils sont accrochés aux falaises plongeantes (photo 16).
- les pieds de glace posés. Ils occupent l'étroite plage qui longe certaines falaises (photo 18).

Les pieds de glace suspendus ne peuvent pas prendre une grande extension latérale. Ils s'accroissent par accumulation de congères et par congélation à la base, ainsi que Dionne (1970) l'a noté pour certains pieds de glace de l'estuaire du Saint-Laurent. Lors du flot, une nappe d'eau s'introduit sous la glace et, lors du jusant, une partie reste prisonnière et gèle. Il n'a pas été possible d'apprécier, ni qualitativement, ni quantitativement, la formation de ces types

de pied de glace. Cependant, ils ne peuvent former qu'une bande étroite délimitée par une crevasse de marée.

Au moment du dégel, ils disparaissent rapidement. Dès le départ de la banquise, ils se trouvent en position instable puisqu'ils restent accrochés à la falaise, en porte à faux, à chaque marée basse. A marée haute, ils sont soumis à l'attaque des vagues aussi bien sur le bord externe que par dessous. La glace tombe par paquets qui partent à la dérive. La disparition de ce type de pied de glace est très rapide. Quelques jours après que la banquise a commencé à dériver, il n'en reste que quelques débris.

Les pieds de glace posés sur la plage à la base des falaises se forment, comme les pieds de glace suspendus, par congélation des projections marines contre la falaise. Mais de plus, ils prennent, au cours de l'engel, une extension latérale plus grande. En effet, comme les pieds de glace de plage étudiés plus loin, ils s'étendent peu à peu sur l'estran par congélation progressive de l'eau qui imbibe le sédiment à marée montante. Au moment du dégel, ils subissent l'attaque des vagues sur leur bord externe, dès que la protection de la banquise n'existe plus ; mais le processus essentiel est la fonte sur place sous l'effet du soleil, de la pluie, des eaux de ruissellement provenant de la fonte du manteau nival.

4.2.3 - Le rôle du pied de glace de falaise

4.2.3.1 - Le rôle protecteur

Il est évident que le pied de glace protège la falaise en la soustrayant à l'attaque de la mer, non seulement pendant toute la durée de la présence de la banquise, mais même au-delà puisqu'il subsiste après le départ de celle-ci. Pendant les huit mois où il est présent, la mer ne peut pas atteindre la falaise. Il constitue donc un rempart certain mais ce rempart lui-même ne renferme-t-il pas des germes de destruction pour la falaise ?

Il y a lieu de distinguer nettement entre le rôle direct du pied de glace et son rôle en liaison avec la gélifraction.

4.2.3.2. - L'action érosive du pied de glace (photo 28).

Le rôle direct s'exercerait par le fait que l'eau de mer pénètre dans les fissures de la roche, alors que se forme le pied de glace ; elle y gèle, se dilate et fait éclater la roche. Nansen (1922) nuance ces remarques en faisant observer que la nouvelle glace de mer, poreuse et flexible, a un pouvoir de désintégration moins puissant que la glace d'eau douce, dure, solide et cassante. Toutefois, dans les régions froides et spécialement dans les fjords, les couches d'eau de mer sont adoucies en surface par l'eau douce des torrents ou provenant de la fonte des glaces. Dans les endroits abrités, soustraits au brassage par les houles du large, les eaux restent relativement douces, aussi Nansen a-t-il pu dire que la mer, bien que d'une manière différente des processus habituels, possède un pouvoir érosif plus grand sur les rivages des régions froides.

Au Spitsberg, ce rôle érosif direct semble limité au cas des pieds de glace suspendus contre les falaises calcaires plongeantes. En effet, l'aspect anguleux du visor qui caractérise ces falaises exclut une origine marine car la mer donne des formes adoucies aux encoches qu'elle creuse. De plus, le visor est parfois situé un peu trop haut pour qu'on puisse l'attribuer à l'action des vagues. La dissolution (Corbel, 1954) peut être un processus en action mais ne constitue pas un facteur d'explication suffisant. Il est une hypothèse plus vraisemblable : les effets particulièrement intenses du gel et du dégel au niveau du pied de glace ; les diaclases sont élargies et les blocs se détachent, laissant un visor anguleux. Le pied de glace en est l'auteur dans la mesure où il favorise le détachement des blocs. Mais il est aidé par la prédisposition du calcaire à se débiter en plaques. Cette hypothèse n'a pas pu être vérifiée car ce type de pied de glace disparaît si vite que nous n'avons pu en observer que des restes limités. Cependant, nous avons remarqué des pieds de glace

effondrés, surmontés de cailloux, mais sans qu'il soit possible de dire si ces débris provenaient de l'emplacement originel du pied de glace ou d'une portion supérieure de la falaise dont ils auraient été détachés par d'autres processus, tels la gélifraction.

Mis à part le cas des falaises calcaires, le rôle érosif direct du pied de glace est nul. A propos du Groenland, Malaurie (1968) signale que, malgré des observations soigneuses et répétées, il n'a pas remarqué que la roche fût, au niveau de l'ice-foot, particulièrement gélivée à la suite des grands minima de l'hiver. Il fait cependant des réserves pour les schistes, les grès et les calcaires en plaquettes.

Nous pensons que le pied de glace de falaise peut avoir un rôle érosif indirect, non pas en période de gel maximum, mais au printemps, par le fait que sa présence entretient des conditions d'humidité favorables à la multiplication des alternances gel-dégel et provoque ainsi la désagrégation de la roche (cf. chap. XI).

4.2.3.3 - Rôle d'agent de transport

La présence du pied de glace permet d'évaluer le volume des éboulis produits par la gélifraction pendant une saison glacielle. Les éboulis en effet ne se conservent pas au-delà d'une saison. A chaque période de dégel, ils sont évacués, non par le pied de glace lui-même, mais grâce à l'action normale de la mer. Le rôle d'agent de transport du pied de glace est insignifiant. Il ne concerne que les blocs de glace suspendus le long d'une falaise plongeante qui tombent et flottent en emportant leur charge, si toutefois elle ne s'est pas répandue dans leur chute. Au demeurant, cette charge ne peut être que très faible car ce type de pied de glace se détache très tôt, sans avoir eu le temps de recueillir les éboulis gélifractés que le dégel libère de la falaise.

Dans tous les autres cas, le rôle de transport est nul car le pied de glace, surmonté d'éboulis, fond sur place. C'est la mer qui trie ces matériaux et les répartit peu à peu au cours de l'été.

4.3 - Le pied de glace de plage (photo nº 20).

Posé sur une plage de sable, et à l'exclusion des cordons de haut estran, le pied de glace se comporte de façon particulière.

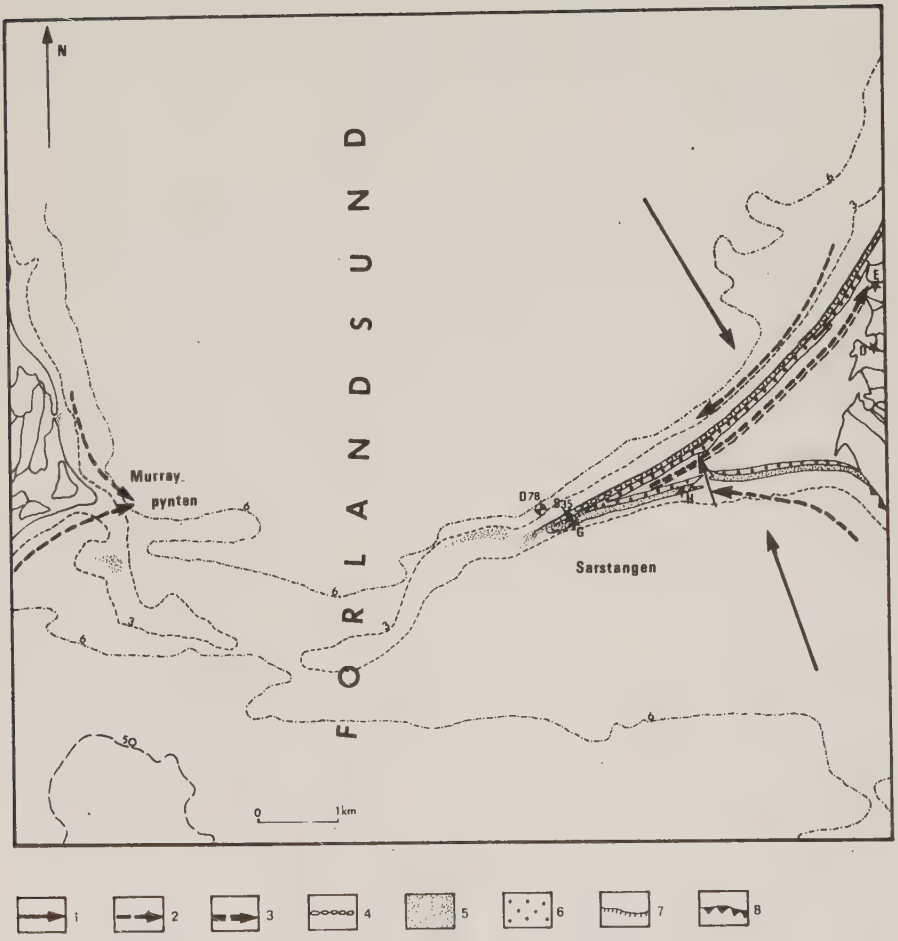
4.3.1 - Description d'une situation

Le meilleur exemple qu'il nous a été donné d'observer est celui de la plage méridionale de la pointe triangulaire Sars* (fig. 9-5). Au début de juillet 1966, elle était restée plus englacée que le cordon Nord de la Pointe. La banquise n'avait pas encore totalement disparu de la baie du Sud-Est (Sarsbukta), abritée des vagues et refroidie par la proximité du grand glacier d'Aavatsmark qui aboutit à la mer à peu de distance au SE de la pointe Sars. Au niveau de la flèche, la banquise est cassée en grands radeaux, dissociés du pied de glace qui, lui, frange toute la flèche Sud et se raccorde au pied de glace de la flèche Nord au niveau de la Pointe sur un haut fond tout encombré de glace échouée.

Le pied de glace présente une topographie très régulière. Uniformément blanc, il est dépourvu de sédiments, à part des tas de débris, supportés par des radeaux de glace individualisés, de forme plus ou moins circulaire et qui ont été soudés entre eux et au rivage. Les soudures restent parfaitement reconnaissables. Ces radeaux portent des sédiments de granulométrie, pétrographie et façonnement particuliers et toujours très différents des dépôts de plage. Sur l'un d'eux, nous avons observé des esquilles ardoisières très grossières et absolument anguleuses qui devaient provenir de la moraine latérale d'un glacier (produit de gélivation de la paroi rocheuse). Ailleurs, on a noté des sédiments noirs très fins ; ou encore des blocs morainiques à façonnement glaciaire. D'autre part, les blocs de

---

* A. Moign et A. Guilcher (1967).



1 - Directions dominantes des houles ; 2 - Dérive littorale ; 3 - Fetch dans la lagune ; 4 - Galets ; 5 - Sables ; 6 - Graviers ; 7 - Microfalaises ; 8 - Falaises vives.

Fig. 9-5 - Conditions de localisation de la flèche Sars.

glace portant ces débris sont plus hauts et de configuration plus irrégulière que l'ensemble du pied de glace. Beaucoup, d'après leur aspect, avaient basculé avant d'être soudés. Leur abondance était maximale vers le Sud-Est de la flèche.

Il est évident que ces radeaux de glace sont des restes d'icebergs, ayant dérivé au cours de l'été précédent (1965), après vêlage du glacier d'Aavastmark et peut-être de certains glaciers de l'île du Prince Charles, en emportant avec eux leur charge morainique. Ils ont été emprisonnés à l'automne 1965 par l'embâcle. L'Aavastmarkbre possède d'abondantes moraines latérales qui attestent sa forte charge sédimentaire. La localisation des glaciers susceptibles d'alimenter la Pointe Sars en icebergs et moraines associées explique que les icebergs ne se rencontrent que sur la face Sud et non sur la face Nord.

Au moment de nos observations, début juillet, la débâcle avait commencé. Un réseau de fissures se dessinait dans la glace, découpant des radeaux de forme géométrique, sans rapport avec les contours des icebergs prisonniers. Le haut de plage laisse déjà à découvert une zone de sable.

Il est certain que ce haut de plage avait été, lui aussi, couvert par le pied de glace, pied de glace nival puisque la mer ne peut atteindre cette partie de la plage que de façon exceptionnelle Il devait être d'ailleurs fort mince car les congères ne peuvent pas s'entasser sur cette région très plate, basse et dépourvue du moindre obstacle. Il a donc fondu le premier, dégageant une plage peu perturbée puisque la fonte a été rapide et uniforme

Le pied de glace restant survivra très peu de temps. En une semaine, il aura disparu, libérant le bas estran et laissant une plage faiblement bouleversée, immédiatement aplanie par la mer.

Le pied de glace de plage (fig 9-6) est un pied de glace peu épais, uniforme, parfois très étendu, posé sur les plages en pente douce, dans les secteurs relativement peu agités. Le Sud de la Pointe Sars est une zone de calme en situation ordinaire, mais des

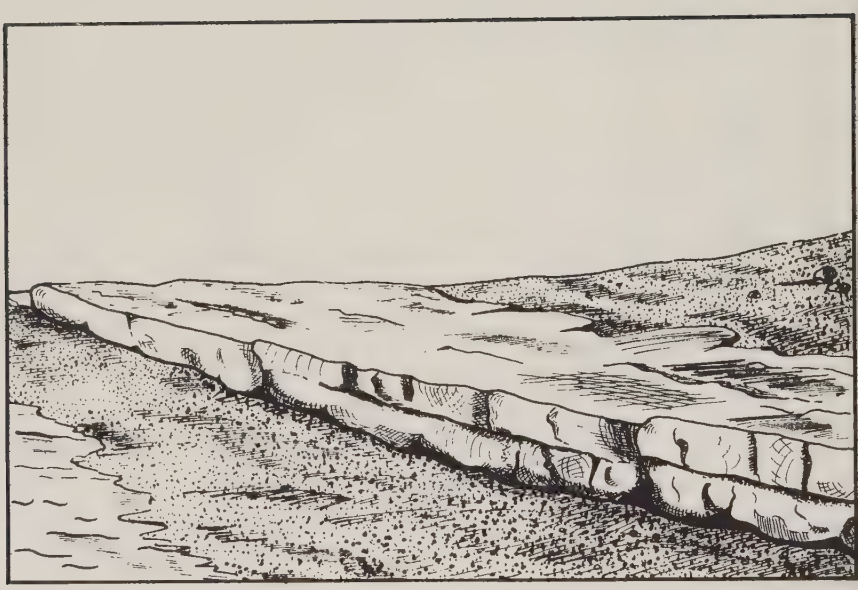


Fig. 9-6 - Pied de glace de plage.

tempêtes du Sud peuvent exceptionnellement se produire. Si par hasard le pied de glace se formait juste au moment d'une tempête d'automne, il aurait vraisemblablement des caractères très différents de ceux que nous avons observés.

4.3.2 - Formation et évolution.

Dans les secteurs peu agités, sur les plages uniformes et quand la température est suffisamment basse, l'eau de la marée montante imprègne le sable de la plage, et commence à geler à son contact, d'après Owens (1970) qui reprend des remarques de Feyling-Hanssen (1953), Rex (1964), Moore (1966). Mais c'est surtout pendant la marée basse qu'une pellicule de glace se forme sur le sable imbibé d'eau. En remontant sur cette pellicule de glace à la marée suivante, la mer a tendance à la casser et à la faire fondre. Popov (1959) considère que, lorsque les températures tombent en-dessous de 0ºC, une couche superficielle gelée s'établit sur les plages de graviers et l'érosion des vagues, même lorsqu'elles sont très puissantes, se trouve arrêtée En période de marée décroissante, la mer monte chaque jour un peu moins haut sur la pente de plage et, au fur et à mesure, le pied de glace se consolide en s'accroissant du haut de la plage vers le bas (observations d'Y. Moign sur la plage de Sept Iles, rive Nord de l estuaire maritime du Saint Laurent, Canada). Le résultat est un pied de glace très homogène, formé de glace de même âge. Il est peu chargé en sédiments car il ne reçoit pas de projections de galets puisque la mer est calme ; d'autre part, il ne se charge guère non plus d éléments plus fins, car le sable de la plage est vite gelé, si bien que les grains de sable en suspension dans la nappe de marée montante doivent glisser et non se déposer sur la plage glacée.

Les chutes de neige peuvent venir renforcer le pied de glace en formation. En effet, si les conditions météorologiques sont favorables et si l'on est en période de marées décroissantes, cette neige a le temps de se transformer en névé avant que ne se produise la grande marée suivante.

Comme la banquise ne se forme pas en une seule fois, le pied de glace, dont la mise en place en automne se situe avant l'embâcle, a le temps de subir à plusieurs reprises l'action de la mer, avant qu'une banquise continue ne bloque le processus. Est-il d'ailleurs bloqué ? Ce n'est pas certain. Il est possible, tout au moins certaines années, que l'eau reste partiellement libre et que la face externe du pied de glace soit sans cesse remodelée. Malheureusement, nous n'avons pu suivre les processus de cette évolution. On peut penser que ce pied de glace de plage présente certaines analogies avec :

- "L'ice platform" de Nortman (1964, p. 151-154) qui est, sur les bords du Lac Vattern, le pied de glace construit à la partie supérieure de la plage par congélation de l'eau provenant du swash (jet de rive).

- Le pied de glace de haut et bas estran (Dionne, 1970, p. 49). Néanmoins, pour le Sars, on ne sait pas si, pendant le pléniglaciel, une distinction en deux secteurs était effective. Les estrans étudiés par Dionne sont beaucoup plus vastes que ceux du Spitsberg ; ils sont très plats et découvrent largement.

4 3.3. - Le rôle morpho-sédimentologique

Il semble bien que le rôle de protection soit absolument prédominant. Ce pied de glace, posé sur la plage de sable, est une défense naturelle et efficace contre l'action des vagues, des courants, etc... De nombreux auteurs* ont estimé que le pied de glace protège les côtes. Pour Joyce (1950), quand il est installé sur la plage, il lui apporte une protection complète contre l'érosion ; mais, quand il se désintègre, il devient un puissant agent de transport grâce à une prise en charge au niveau de la face inférieure.

---

* Carsola 1954 a, Joyce 1950, Moore 1967, Nichols 1953 b, Nortman 1964 Popov 1959, Tarr 1897, Zenkovich 1967, Wright et Priestly 1922, Zumberge et Wilson 1953 a.

Nous ne pouvons pas juger si tel est le cas au Spitsberg ; mais il est possible en effet que, lorsque les radeaux de glace partent à la dérive, ils entraînent, soudée à leur base, la plaque de sable qui s'y est agglutinée en gelant. Dionne (1970, p. 65) donne de nombreux exemples de ce processus.

4.4 - Le pied de glace de cordon (photo nº 21).

Les cordons de galets, sous l'effet de la glace, sont affectés d'un modelé chaotique tout à fait caractéristique.

4.4.1 - Description d'une situation et analogie avec d'autres exemples

Les exemples sont nombreux car les cordons de galets sont plus fréquents que les plages de sable. Nous choisissons celui de la flèche Nord de la Pointe Sars à cause de son contraste frappant avec la flèche Sud précédemment décrite. Un pied de glace (début juillet 1966) borde la flèche Nord sur toute sa longueur, bien qu'à première vue on aperçoive à peine la glace, tellement sont abondants les sables et graviers qui la recouvrent.

De hauteur variable (1 à 1,5o m), il a un profil très redressé, surtout du côté de la mer où il surplombe la plage libérée de ses glaces et battue par la mer. Les sables et graviers qui recouvrent la glace sont disposés de façon tout à fait anarchique, formant des monticules et des trous parmi lesquels émergent des pinacles de glace (de quelques centimètres à 60 cm de haut), revêtus d'un manteau de sables et graviers. Cet aspect désordonné et tourmenté caractérise "la plage à trous" : "pitted beach" ou "cockpit-beach" (fig. 9-7).

Par endroits, on peut voir en coupe des lits de sable graveleux intercalés dans la glace. Pas de traces d'icebergs ; ici tout le matériel sédimentaire est marin ; s'y ajoutent des paquets d'algues qui jonchent le pied de glace ou sont intercalés à l'intérieur.

Fig.9.7 Pied de glace de cordon

Fig.9.8 Farmhamna

Partout où nous avons pu nous rendre assez tôt dans la saison, nous avons observé sur les cordons de galets des formes similaires*.

A l'île du Prince Charles

- le 8 juillet 1966, le cordon méridional de la lagune Richard est couronné sur une longueur de 7 à 8 m par un pied de glace imposant, très redressé du côté de la mer.

- le 1er août 1966, le pied de glace du cordon Nord de la lagune Richard a disparu, mais il reste la "pitted beach" : monticules et trous se succèdent dans le désordre. A la même date, il a également disparu des plages d'Aberdeenflya mais le haut du cordon très chaotique est extrêmement redressé (2 à 3 m en pente très raide au-dessus de la plage).

Au niveau des caps très exposés

A Kvadehak, au début de la saison (fin juin 1964), le cordon est entièrement envahi par le pied de glace (fig. 9-7). Son sommet commence à dégeler. La neige superficielle a fondu. De gros galets bien émoussés apparaissent mêlés à des algues qui semblent dans un parfait état de fraîcheur. Au bout d'un jour ou deux, ces algues se flétriront. Or, elles ne peuvent pas avoir été projetées récemment sur le cordon puisque le rempart du pied de glace s'étend encore largement vers la mer. On doit donc admettre qu'elles proviennent, de même que les galets d'ailleurs, des projections des dernières tempêtes d'automne, qu'elles ont été congelées dans le pied de glace pendant la saison glacielle et que le dégel les fait réapparaître. Quelques semaines plus tard, le sommet du cordon a perdu toute régularité, il est formé de trous et de monticules de galets, d'autres de graviers : paysage chaotique qui

---

* Il était malheureusement hors de question de visiter systématiquement l'ensemble de notre terrain plusieurs fois dans la saison. Nous n'avons donc pas d'observations régulières d'une évolution en des points variés mais des notes dispersées à la fois dans l'espace et dans le temps.

est celui des cordons de galets à l'époque du dégel.

Au Cap Mitra (18 juillet 1966), la situation est tellement semblable qu'il est inutile de refaire la description des formes.

On peut noter que les pieds de glace à cailloutis et algues interstratifiés dans la glace ne sont pas l'apanage exclusif des caps exposés puisque, tout à fait en amont du Krossfjord, près du glacier Mayer, nous en avons également observé.

Nous citerons encore les observations faites à Farmhamna (19 juillet 1967) car elles montrent une situation intéressante (fig. 9-8). Le cordon de gros galets bien émoussés se dresse, très abrupt, en arrière et au-dessus du barrage formé par le pied de glace, lui-même en partie enfoui sous le sable, les galets et les algues. Cette dissociation du cordon et du pied de glace est rare. Le cordon proprement dit, avec son profil redressé, ses galets roulés dont plusieurs ont été projetés en arrière, loin sur la plateforme, présente tous les caractères d'un pied de glace mis en place par les tempêtes en automne, avant la formation de la banquise. Le pied de glace s'est construit en avant, sans doute aussi au cours de tempêtes, étant donné son aspect, mais en une période de faibles marées.

4.4.2 - Conditions de formation et d'évolution

Il est évident que nos observations ne concernent que des stades dans les processus de dégel et qu'il nous faut confronter nos remarques avec celles d'autres auteurs pour essayer de retracer les conditions de formation et d'évolution.

La mise en place de ce type de pied de glace est un phénomène d'automne, dans les secteurs côtiers très exposés aux vagues, ce qui est normal puisque cette dernière condition est indispensable à la mise en place du cordon de galets lui-même.

Lors du déferlement, une mince couche de glace se forme en haut de plage, gelant l'eau apportée par le jet de rive. Par la suite, elle est recouverte par les sédiments et les algues projetées par les vagues. Le processus se répète plusieurs fois et le résultat est un

pied de glace stratifié, du type décrit par Moore (1966 et 1967, p. 21) en Alaska et appelé "Kaïmoo", nom donné par les Eskimos à un rempart de glace et de graviers formé en hiver sur le haut des plages arctiques et utilisé par les populations locales comme piste de traîneau. Le pied de glace stratifié est aussi celui que Rex a décrit en Alaska (Barrow) : un pied de glace finement lité avec des lits de 5 à 10 cm d'épaisseur. Il pense que c'est au cours des tempêtes d'automne que le sédiment est ainsi incorporé à la glace et il l'appelle : gravel-sand-icefoot. Mais ces types de pied de glace finement lités en strates régulières (d'après Moore, 1966, un lit de glace de 1 m d'épaisseur comporte de fines couches de graviers et sables interstratifiées) semblent plutôt caractéristiques des mers assez calmes.

Les cas étudiés au Spitsberg présentent moins de régularité : en coupe, des bancs de glace épais de 40 à 50 cm, séparés par 1, 2, ou, plus exceptionnellement, 3 lits de gros galets mêlés à des algues, suggèrent des processus de mise en place semblables dans les grandes lignes à ceux des "Kaïmoo" et des "gravel-sand-icefoot", mais un peu différents cependant (fig. 9-11). La pellicule de glace se forme sur la plage et le cordon atteint par une grande marée. La couche de glace est engraissée par des chutes de neige et par le slush* alors que la marée est en période décroissante. Avec l'apparition des vives eaux, surtout si elle coïncide avec une mer forte ou des tempêtes, des galets et des paquets d'algues sont projetés sur cette base de pied de glace. A la période de marées décroissantes, la glace et la neige reprennent possession de la zone intertidale. Cet enchaînement peut se renouveler tant que la banquise n'est pas prise et exceptionnellement peut se produire pendant l'hiver si la banquise n'est pas continue Ce pied de glace serait à rapprocher du "storm ice foot"de Wright et Priestly (1922), de Charlesworth (1957) ou de Rex (1964) : pied de glace de tempête.

---

* Le slush de neige est la bouillie glacée qui se forme à la surface de la mer et qui est un premier stade de la banquise.

4.4.3 - Destruction et rôle morpho-sédimentologique

Le pied de glace est très chargé en sédiments qui le protègent contre la fonte. Des morceaux de glace isolés peuvent rester enfouis pendant longtemps. La fonte sur place se fait à une vitesse très inégale qui est fonction de l'épaisseur variable de la couverture de sables et graviers. La fonte retardée de noyaux de glace détermine des affaissements, des "micro-kettles". Cet aspect chaotique qui caractérise le pied de glace de cordon en période de dégel a été décrit par plusieurs auteurs (Dionne 1970, Nichols 1961, etc...).

Au Spitsberg, ce modelé de dégel ne subsiste pas. Toute la glace fond en été, même celle qui est le plus profondément enfouie, et, au fur et à mesure que la glace fond, le cordon est remodelé par la mer en forme de cordon azonal. Trois à quatre semaines suffisent pour effacer toute trace de pied de glace. Par contre, sur les côtes arctiques américaines à marées de faible amplitude, la glace recouvrant le rivage persiste longtemps. Il se forme alors des cordons littoraux au front du pied de glace ; c'est ainsi qu'on expliquerait la morphologie des crêtes successives séparées par des creux irréguliers typique de l'Arctique Canadien (Dionne 1970, p. 80).

Si la disparition du pied de glace au Spitsberg est tellement rapide et totale, c'est qu'à la fonte sur place s'ajoute l'attaque vigoureuse par la mer dès que la banquise a disparu. Or, elle disparaît très rapidement et l'eau qui vient alors baigner les côtes est relativement tiède (courant Nord-Atlantique). Le pied de glace est découpé en falaises qui laissent d'ailleurs apparaître des lits de galets interstratifiés dans la glace. Quand les vagues sont assez fortes, elles creusent des cavités sous le pied de glace et bientôt celui-ci forme au-dessus de la plage un surplomb qui s'écroule périodiquement. Au fur et à mesure que des paquets de glace mêlés aux galets tombent ainsi sur la plage, la mer prend en charge les galets, les trie, les calibre. Les effets d'un modelé par la glace sont ainsi remplacés peu à peu par un modelé marin. En été, le seul signe de l'action glacielle qui subsiste est le profil très redressé des cordons

qui semble une caractéristique essentielle des cordons de galets du Spitsberg. Plusieurs causes peuvent l'expliquer.

- La poussée glacielle. Pendant le pléniglaciel, la banquise, qui monte et descend avec la marée, peut exercer des effets de pression sur le pied de glace. Pendant le dégel, certains auteurs(Hume, 1953, Alaska - Dionne, 1970, littoral du St Laurent au Canada - Thompson, 1953, Terre du Nord-Est au Spitsberg, etc...) ont décrit les effets de poussée à la côte, des blocs de banquise cassés et pressés contre le littoral par le vent et les courants. Ceci peut se produire occasionnellement à n'importe quel moment de l'année, car il arrive que la banquise se dissocie temporairement. Il se forme alors des levées glacielles et, quand la glace a fondu, des rides discontinues de graviers et de sable.

La poussée qui peut s'exercer sur les cordons au Spitsberg ne montre aucune trace comparable en amplitude à celles décrites par ces auteurs, qui ont travaillé dans des régions où l'emprise des glaces est plus forte que dans la nôtre.

- Le gel de l'eau intersticielle. Les galets du cordon sont imbibés d'eau. A l'engel, cette eau se transforme en glace, augmente de volume. Le résultat est une surélévation du cordon. Mais celle-ci tend à s'annuler pendant le dégel.

- L'attaque du flanc externe du cordon encore gelé par la mer qui le taille en falaise. Le cordon acquiert un profil très abrupt que la mer n'adoucit que modérément en été. Cependant, le rôle du pied de glace du cordon reste très local : transformation sur place du cordon lui-même ; ni érosion, ni transport à distance. On peut évidemment noter le rôle de protection contre l'attaque de la mer, tant que le cordon reste englacé. Les galets ne sont vraiment soumis aux forces marines que lorsque le pied de glace est totalement détruit, c'est-à-dire pendant environ trois mois. On s'attendrait, dans ces conditions, à un mauvais façonnement marin du matériel, or, nous verrons que, malgré la brièveté annuelle de l'action marine, les galets de certains cordons sont remarquablement bien émoussés.

Le rôle du froid ne se manifeste pas seulement sous la forme spectaculaire d'un littoral de glace ou par l'installation saisonnière d'une banquette de glace à la côte ; il intervient aussi sous une forme qui réunit de multiples interférences alliant les mécanismes du gel à ceux du dégel. Il constitue, en bref, un système morphogénétique particulier, celui de la dynamique périglaciaire.

5 - LES REPERCUSSIONS MORPHOLOGIQUES DU CYCLE ANNUEL GEL-DEGEL

La richesse du Spitsberg en formes périglaciaires a tenté de très nombreux observateurs qui ont décrit les formes et proposé de multiples interprétations des processus en action.

Notre but n'est pas de définir le Périglaciaire du Spitsberg par rapport à celui d'autres régions, ni même d'en faire la synthèse des connaissances. Nous avons seulement essayé de voir quels rôles les processus périglaciaires pouvaient jouer dans l'évolution des formes littorales actuelles ou fossiles qu'il nous a été donné d'étudier. Ils sont nombreux, divers et parfois difficiles à définir et à délimiter vu la pénurie des mesures.

5.1 - L'action du gel sur les roches

A voir les roches émiettées, les galets littéralement débités en rondelles sur les plages, les immenses plateformes couvertes de gélifracts et les énormes talus d'éboulis au pied des versants, on a l'impression d'une gélivation extraordinaire.

Les appréciations subjectives de nombreux auteurs sont souvent différentes les unes des autres et seules des études quantitatives détaillées permettraient d'élucider certains problèmes. Elles sont encore peu nombreuses ; nous citerons les travaux de l'expédition polonaise dans le Hornsund (1957-1970) et les expériences réalisées en laboratoire au centre de Géomorphologie du C.N.R.S. à Caen (1971, 1972).

5.1.1 - Intensité variable en fonction de la nature des roches

Les roches réagissent différemment à l'action du gel selon leur nature.

Nous ne rendons compte ici que des observations de terrain. Il est difficile d'établir des rapprochements avec les expériences et mesures de laboratoire faites sur des échantillons différents des nôtres, car les interférences de nombreuses variables rendent impossibles les comparaisons.

Gypse et diabase (le long de l'Isfjord) semblent assez peu gélifs. Les versants conservent leurs fortes pentes sans fournir d'éboulis. Sur la côte, la diabase se débite en blocs mais ne produit pas de petits éléments.

Les quartzites massifs éclatent en blocs anguleux. Dans l'ensemble, ils se comportent comme une roche plutôt résistante. Cependant, malgré leur dureté, ils sont souvent désagrégés par le gel.

Les micaschistes, très gélifs, se débitent en dalles et en minces feuillets ; quant aux schistes, ils se transforment en argile limoneuse.

Les réactions des grès et calcaires vis à vis du gel sont très intéressantes, non seulement parce que ces roches sont fréquentes, mais aussi parce qu'elles sont souvent associées, permettant ainsi d'apprécier localement le rôle du gel en rapport avec la lithologie.

Les grès sont facilement désagrégés. Quand ils sont finement lités, ils prennent un aspect caractéristique en "piles d'assiettes". Ils forment au pied des versants et des falaises de grosses masses éboulueuses parsemées de gros blocs irréguliers qui éclatent eux-mêmes peu à peu. L'éclatement du grès libère du sable en abondance.

Les calcaires se débitent très activement en minces plaquettes, et en gélifracts de toutes dimensions. Malgré leur extrême vulnérabilité à l'égard du gel, les secteurs calcaires se caractérisent par un modelé vigoureux : falaises verticales, écueils dressés sur les plateformes soulevées ou accidentant les strandflats faiblement

immergés. Il semble que ceci s'explique par le fait que le gel fait éclater la roche le long des plans de diaclases. Les grands blocs ainsi détachés se désagrègent ensuite en fragments plus petits.

Les granites semblent se comporter comme des roches relativement peu gélives, en ce sens que les très gros blocs qui tapissent les pieds de versants des fausses falaises dans les îles du Nord-Ouest ne sont pas accompagnés de débris plus petits. Pourtant, on s'aperçoit que le granite se désagrège en arène sous l'effet du gel avec une extrême rapidité lorsque le milieu ambiant est humide. Nous avons vu, sur les plages, des galets ayant parfaitement conservé leur modelé et qu'un léger choc au passage transformait en arène. Ils avaient gardé leur forme uniquement parce que rien n'était venu les déranger. Vraisemblablement, ces galets, pris dans le pied de glace, s'étaient gélivés au cours de l'hiver, ou du printemps pendant lequel se multiplient les alternances gel-dégel. La fonte sur place du pied de glace les a laissés sur le cordon apparamment intacts. Ils y resteront jusqu'à ce qu'une marée assez forte les atteigne et en éparpille les éléments dissociés. Il semble donc qu'une saison suffit pour que la gélivation des galets soit totale.

5.1.2 - Vitesse de la gélivation

5.1.2.1 - Rapidité en période de dégel

Même avec des nuances dans l'efficacité, on peut dire que la désagrégation des roches est générale et souvent très intense. Il semble d'autre part que la présence de l'humidité soit un facteur hautement favorable. "Le gel de l'eau renfermée dans les pores des roches est certainement un des processus de désagrégation les plus efficaces" (Birot, 1968).

La meilleure preuve est donnée par l'état des galets des plages soulevées. Les galets les mieux conservés ne sont pas les plus récents, et les plus désagrégés les plus anciens. Pour une même nature de roche, les mieux conservés sont ceux qui se trouvent dans le

milieu le plus sec, c'est-à-dire au sommet d'un cordon bien drainé. Certains, sur des cordons très élevés (plus de 100 m et même plus de 200 m), donc anciens, sont parfaitement intacts alors que d'autres, sur des cordons subactuels, mais en bordure de lagunes, sont complètement éclatés.

La preuve d'une désagrégation intense et rapide nous a été fournie par l'observation d'une falaise de grès. Le 20 juin 1967, la falaise située à l'Est de Kongsfjordneset (presqu'île de Brögger) est bordée d'un pied de glace dont la surface est exempte de tout gélifract. Le 27 juin, le même pied de glace est enseveli par endroits sous des cônes de gélifracts qui sont visiblement tombés de la falaise.

En période de dégel, la gélifraction se produit donc à une vitesse très rapide pour deux raisons. D'une part, les alternances gel-dégel, conditions les plus propices à l'éclatement des roches, se succèdent à un rythme accéléré. En effet, à cette époque, les températures avoisinent 0ºC et, pour atteindre le point de congélation, il suffit de changements de conditions minimes (soleil-ombre, vent tiède-vent froid...). D'ailleurs, à cause de sa surface sombre, la roche de la falaise absorbe les rayons lumineux plus facilement que la neige ou la glace ; aussi, chaque fois qu'elle est exposée au soleil, elle peut atteindre des températures très supérieures à 0ºC même quand la température à l'ombre est très basse, et l'eau dégèle dans les fissures. Mais, dès que le soleil disparaît, l'eau regèle. Comme ces alternances peuvent se reproduire très souvent, les conditions sont optimales pour la gélifraction. Le dégel, période de réchauffement, est la saison privilégiée de la gélifraction. Nos observations rejoignent les conclusions auxquelles est arrivé H. Bertouillé à la suite d'une série d'expériences et de mesures, 1972, p. 29 "c'est donc au moment du réchauffement que la désagrégation se manifeste avec le maximum d'intensité".

D'autant plus que, deuxième raison, l'humidité est omniprésente en période de dégel. Or l'humidité est une nécessité primordiale

dans les processus de gélifraction. La preuve en est donnée par la relation étroite entre les cônes d'éboulis sur pied de glace et les couloirs de neige. La neige utilise la moindre rigole qui s'agrandit par suite de la gélifraction intense dans ce milieu continuellement humide. Au moment du dégel, ces couloirs concentrent l'évacuation.

Ces éboulis sur pied de glace sont incontestablement des produits de gélifraction en période de dégel.

Il semble qu'on puisse tirer les conclusions suivantes :

- Le dégel est la période où la gélifraction est la plus intense et où les gélifracts se détachent en abondance.

- Le pléniglaciel en est la préparation : les fissures, les pores de la roche sont remplis de glace.

- L'été est la saison pendant laquelle les processus de gélifraction ont une activité minimale.

5.1.2.2 - Essai d'évaluation de la vitesse du recul

On ne peut qu'être frappé, au Spitsberg, par la gélifraction omniprésente et on est tenté de croire que sa rapidité et son efficacité sont générales mais, si l'on en croit les conclusions de A. Rapp (1960) au terme de son étude minutieuse des talus d'éboulis du Tempelfjord, la gélivation actuelle serait moins active qu'elle ne paraît à la vue de certains exemples. Rapp considère que les grands cônes d'éboulis du Tempelfjord sont des formes à peu près fossiles dont il explique l'existence par le rôle de paléoclimats plus favorables à la gélifraction que le climat actuel et par l'efficacité finale d'un cycle gélival de très longue durée.

Gélifraction active, gélifraction médiocre ? Il faudrait des mesures effectuées dans des conditions diverses de situation et de nature de roches pour se faire une idée générale.

Les chiffres ici font cruellement défaut.

D'après Rapp, le recul des parois rocheuses se ferait au rythme moyen de 0,3 - 0,4 mm par an, depuis 10 000 ans environ. C'est un chiffre modeste mais il faut noter qu'il s'applique à une falaise

morte, celle de Bjonahamna. Quelle peut être la valeur d'une telle évaluation moyenne, en l'absence de mesures systématiques nombreuses et répétées sur une assez longue période ?

D'ailleurs, la vitesse du processus doit être très variable selon les conditions du milieu. Ainsi les calculs de Jahn (1961) aboutissent à un résultat beaucoup plus fort : 2,5 à 5 cm par an. Il a effectué des mesures sur une falaise de calcaire gélif de 10 m d'altitude (Veslebogen, Hornsund). Au pied de l'abrupt rocheux est plaquée une congère de neige sur laquelle tous les débris gélifractés qui tombaient pouvaient être facilement collectés (en été, la congère disparaît mais on considère que le processus de gélifraction perd, pendant cette saison, toute son activité). Le volume de gélifracts recueilli en un an a atteint 154 000 cm3 ; ce qui correspondrait à un retrait moyen annuel de la falaise rocheuse de 2,5 à 5 cm. Bien que Jahn considère que c'est un recul très rapide, on est loin du recul de 1 m par an supposé par J. Corbel (1964). Dans le cas envisagé par Jahn, les mesures ont été faites dans des conditions favorables à une intense gélifraction (calcaire diaclasé, falaise marine, plaques de neige...). Il semble bien que cet exemple représente approximativement les situations que nous avons étudiées. Et il est très important de noter ce recul considérable des falaises de roches gélives pour comprendre la formation des strandflats. C'est là un processus essentiel.

5.2 - L'action du gel dans le sol

Elle nous intéresse parce qu'elle peut modifier le modelé des plages soulevées ; dans le cas des plages actuelles, ce rôle est minime.

5.2.1 - Pergélisol et mollisol

L'élément primordial est l'existence d'un pergélisol (ou permafrost) surmonté d'une partie superficielle qui connaît un dégel

saisonnier estival. On possède des mesures de la profondeur du permafrost dans les zones minières où il descend jusqu'à 300-400 m. Garde-t-il une épaisseur constante ? A quelle profondeur commence-t-il sous les plages ? Disparaît-il sous les fjords ? Autant de problèmes qui peuvent avoir des répercussions importantes en morphologie littorale et sous-marine, mais les mesures font malheureusement défaut.

Durant l'été, la tranche supérieure du permafrost, le mollisol, fond sur une épaisseur variant autour de 0,50 m en moyenne. D'après les mesures de Fitzpatrick (1960) dans l'Adventfjord, cette épaisseur était de 45 à 60 cm dans les secteurs à végétation, de 72 cm dans les terrains argileux, de 90 à 105 cm dans les éboulis. Gabert et Masseport (1966) ont noté les irrégularités du profil supérieur du permafrost qui culmine à 10-12 cm de la surface du sol dans les zones occupées par la végétation et qui s'enfonce à 50-60 cm dans les zones dépourvues de végétation. Si l'épaisseur du mollisol est variable, sa température l'est aussi, de + 8ºC à 0ºC. A 30 cm de profondeur, on a noté + 4ºC (Fitzpatrick).

Le mollisol est donc d'assez médiocre profondeur et de type saisonnier. En effet, la neige, qui, en hiver, recouvre totalement les terrasses marines soulevées, se met à fondre lentement en juin et juillet. Le dégel est lent et progressif car les températures estivales restent basses, mais il est continu. Il ne semble pas qu'il y ait de véritables périodes d'alternances dégel-regel dans le sol au printemps. En été, le dégel se fait progressivement du haut vers le bas ; à l'automne, quelques alternances gel-dégel peuvent se produire, mais le gel est rapidement général (Fédoroff, 1966).

5.2.2 - Les sols polygonaux (photo 34).

Les dépôts périglaciaires sont remaniés, triés et transformés en sols polygonaux*.

---

* Ce terme n'est sans doute pas tout à fait satisfaisant, mais il a été utilisé par un certain nombre d'auteurs et il vaut sans doute mieux le conserver malgré le grand choix de termes de remplacement : sols à figures géométriques, sols structurés, cercles de pierres, etc..., "patterned ground" des auteurs de langue anglaise.

Il n'est pas de notre propos d'étudier dans son ensemble le problème des sols polygonaux du Spitsberg. Ceux-ci sont d'une telle richesse que leur existence et leur évolution ont passionné de nombreux auteurs, aussi les théories sont-elles nombreuses et parfois divergentes. Actuellement, les Polonais eux-mêmes, qui ont pourtant effectué de nombreuses mesures dans le Hornsund, jugent leurs observations insuffisantes pour définir l'origine des sols polygonaux et la vitesse des processus (Jahn, 1968). Nous les décrirons à propos des exemples de plages soulevées dont nous étudierons l'évolution périglaciaire. Mais, sur un plan général, nous nous contenterons de dire que des facteurs différents entrent en jeu parmi lesquels le gel joue un rôle primordial, aussi bien dans les mouvements verticaux de soulèvement des blocs que dans le tri du matériel (Jahn, 1968). Il faut cependant, pour que les sols polygonaux se forment, que la composition hétérométrique du matériel (gros éléments et grains fins), la présence d'eau qui ne peut s'infiltrer dans le permafrost imperméable, la topographie plane, etc... Si ces exigences ne sont pas satisfaites, seules les fissures témoignent de l'action du gel.

5.3 - La solifluxion

Elle est omniprésente, mais Büdel (1960) fait remarquer qu'elle est saisonnière (rythme annuel) et qu'elle est peu épaisse. Le problème se pose de savoir si, au Spitsberg, sur les plages soulevées et les falaises fossiles, la solifluxion est un facteur de transformations insignifiant ou capital.

5.3.1 - Les conditions favorables à la solifluxion

On a remarqué une certaine dépendance de la solifluxion vis-à-vis du type de matériel. Dylik (1957) et Klata (1961) ont observé que dans du matériel de désagrégation provenant de différents types de roches et de couleurs variées, le processus de solifluxion se montre sélectif (des bandes de roches homogènes sont distinctement visibles à la surface). Jahn en 1967 fait la même remarque et pense

que cela s'explique par le fait que les roches ont des propriétés physiques bien définies. Deux d'entre elles sont particulièrement importantes, l'état de fluidité et la friction interne, car elles déterminent la vitesse du mouvement. Ainsi la dimension des coulées de solifluxion et leur vitesse est en rapport avec la nature du matériel. Les coulées faites de schistes et de calcaires sont plus mobiles que celles constituées de grès et de roches cristallines. Jahn (1967) n'adopte pas pour autant la théorie de Chambers (1966) : les bandes de solifluxion à vitesses différentes ne créent pas le phénomène de ségrégation des sols. Alors que Chambers considère que la solifluxion est la cause de toute ségrégation de matériel, non seulement dans le cas des sols striés sur pentes, mais aussi dans celui des sols polygonaux sur espaces horizontaux.

La solifluxion est aussi dans la dépendance des conditions hydrologiques. L'eau est un facteur positif majeur ; elle est fournie par les chutes de pluie et par la fonte des plaques de neige en été. Washburn (1965) considère que les conditions hydrologiques sont décisives dans le processus de solifluxion. Nous avons constaté que les langues de solifluxion partent souvent de niches de nivation, aussi le rôle des plaques de neige nous semble-t-il primordial. Non seulement elles donnent naissance au mouvement mais elles l'entretiennent de façon régulière au cours de leur fusion.

La solifluxion est ainsi liée à l'humidité variable du sol plus qu'à sa composition granulométrique. Elle serait la conséquence plutôt que la cause de la ségrégation (Jahn, 1967) et son rôle consisterait alors à entretenir des processus déjà en action.

5.3.2 - La vitesse de la solifluxion

Pour Rapp, elle serait pratiquement nulle car il considère que les talus d'éboulis sont à peu près fixés et fossiles et que leur évolution est désormais insignifiante.

Jahn (1967) a mesuré des mouvements actuels de l'ordre de 10-12 cm par an, ce qui n'est pas insignifiant. Aussi a-t-on pu croire

à une ré-activation actuelle des vieilles coulées de solifluxion, sous l'effet de transformations climatiques (adoucissement du climat). Elle se manifeste non seulement par un mouvement de glissement (creep) accru, mais aussi par la présence d'un écoulement (flow) boueux à travers les blocs d'anciennes coulées. On a admis que glissement et écoulement pouvaient coexister (Sigafoos et Hopkins, 1952) et prendraient une part active dans la solifluxion actuelle du Spitsberg.

Il y aurait donc deux phases. Pendant la plus ancienne, se sont mises en place les grandes coulées de blocs et débris. Actuellement, des petits lobes ou des langues s'écoulent à la surface des vieilles coulées. Ce sont ces langues qui se déplacent à la vitesse moyenne de 10 cm par an, ce qui représenterait la forme la plus rapide du déplacement par processus de solifluxion (Jahn, 1968), quand toutes les conditions favorables (de pente, d'humidité et de matériel) sont remplies.

Si ces mesures sont correctes, on doit donc conclure que la solifluxion actuelle n'est qu'un processus superficiel et de faible envergure. Capable d'assurer un médiocre transport de matériel, il est inapte à jouer le rôle d'un agent d'érosion actif, aussi son action n'entraîne-t-elle pas une modification importante du paysage.

On s'explique mieux pourquoi les plages soulevées et les falaises mortes qui les séparent ont conservé un modelé marin bien qu'elles soient soumises, depuis longtemps déjà, aux actions périglaciaires.

5.3.3 - Les avalanches de "slush"*

Il existe cependant des processus plus rapides et qui prennent même des allures catastrophiques. Ce sont d'une part les chutes de pierres qui représentent la forme la plus rapide des mouvements de masse des versants. Leur fréquence est limitée par le fait que la ro-

---

* Slush : neige névéifiée et saturée d'eau.

che est prise dans sa masse par le permafrost. Cependant, le dégel du début de l'été et les alternances gel-dégel sont des facteurs favorables à l'éclatement de la roche et à la chute des débris.

Les avalanches de slush représentent un processus habituel dont nous avons souvent observé les effets géomorphologiques, par exemple le long des falaises de la péninsule de Brögger.

L'abrupt de la falaise est accidenté par toute une série de bassins de réception qui échancrent la corniche et débouchent sur des couloirs d'écoulement et des cônes de déjection composés de gélifracts. Les cônes les mieux développés, avec des pentes de 10-15 degrés, dérivent des principales niches de nivation (Coque et Raynal, 1970).

Nous avons eu l'occasion de voir fonctionner un de ces couloirs à avalanches sur la falaise actuelle de grès, à la pointe de Kvadehuk, dont l'altitude atteint 20 m (cf. 4.2.2 et 5.1.2.1, fig. 9-4). Sur la congère plaquée contre le pied de glace, au contact de la falaise et au débouché du couloir, il a suffi d'une semaine, et peut-être moins, pour que toute une masse de gélifracts se détache, s'écoule par le couloir et s'entasse en forme de cône sur la congère. C'est un phénomène de printemps ou de début d'été, observable quand la neige névéifiée et saturée d'eau ("slush") s'écoule brusquement en favorisant ainsi la chute de masses de débris de toutes tailles, y compris des blocs. C'est un processus particulièrement dynamique. Lorsqu'il se produit le long des falaises actuelles, le pied de glace facilite le glissement et la dispersion du matériel. Mais ce n'est pas une condition nécessaire et les avalanches de slush se produisent aussi le long des falaises mortes et de tout versant raide.

C'est à ce phénomène que s'apparente la catastrophe citée en exemple par Rapp (1963) et par Jahn (1967) et qui, à Longyearbyen, détruisit l'hôpital en juin 1953. Le chenal d'écoulement était resté bloqué par la glace pendant que l'eau de fonte et la neige mouillée s'accumulaient dans le bassin de réception. Quand le chenal s'est brusquement débloqué, l'avalanche de slush a dévalé la pente en entraînant des quantités de roches.

Il est bien évident que c'est un processus capable de jouer un rôle actif de transport et même d'érosion. C'est un facteur géomorphologique particulier aux versants arctiques et subarctiques qui acquièrent ce modelé caractéristique à couloirs d'avalanches et cônes de déjection. Les cônes de déjection ne subsistent que le long des falaises mortes ou de tout versant raide ; le long des falaises vives, la mer, en été, a tôt fait de les déblayer. Rapp (1960), qui a décrit les mêmes formes dans les montagnes de Scandinavie, pense que l'existence d'une croûte de glace à la surface du versant, sous la couverture de neige, est une condition indispensable pour les avalanches de slush.

5.4 - Le ruissellement

Nous verrons, à travers quelques observations, si le ruissellement se produit suivant un mode particulier aux régions périglaciaires et quelle est son influence relative dans l'ensemble des processus périglaciaires.

5.4.1 - La périodicité

Il faut d'abord noter la périodicité dans l'activité des eaux de ruissellement, résultant du stockage hivernal et de la libération printanière. Comme les deux saisons sont à peu près équilibrées, l'eau demeure à l'état liquide pendant presque 6 mois (Czeppe, 1965).

La fonte de la neige peut commencer dès le mois de mai sur les pentes les mieux exposées, mais c'est juin le mois de la fonte. L'eau est d'abord absorbée par les couches inférieures de neige. La plus grande intensité d'écoulement est atteinte alors que le sol est encore gelé et l'écoulement en nappe l'emporte sur l'écoulement linéaire. Quand, en été, l'écoulement linéaire tend à prévaloir, toutes sortes de trous, fissures de polygones, etc... attirent et drainent l'eau. Parmi la mousse des plages soulevées, on peut alors voir zigzaguer de petits ruisseaux qui suivent les fissures des polygones de

toundra. Le réseau reste indécis sur les terrasses mais il se concentre au passage des falaises mortes qui en forment les rebords et c'est alors une rivière très active qui s'encaisse en petit canyon pour s'anastomoser à nouveau sur la terrasse plus basse.

5.4.2 - L'écoulement à la mer

Sur les côtes basses formées d'alluvions proglaciaires il est tout à fait caractéristique. Nous avons pu l'observer au début de l'été sur la rive Sud du Kongsfjord où se jettent plusieurs petits cours d'eau proglaciaires.

Quand la fonte commence, les eaux trouvent peu à peu leur voie vers les vallées où les rivières sont encore recouvertes de glace et de neige. Les eaux s'écoulent sous la glace en direction de la mer qu'elles ne peuvent pas atteindre car une crête de cordon, construite pendant les tempêtes d'automne, obstrue complètement le passage. Les eaux de fonte, rassemblées derrière le cordon, s'étalent alors en une lagune dont le niveau monte jusqu'au sommet du cordon de barrage. Comme le cordon est encore gelé, l'eau ne peut pas s'infiltrer à travers les galets. Elle se déverse en petites cascades vers la mer. La première cascade qui réussit à creuser un passage dans le cordon assure le drainage de la lagune et servira d'embouchure à la rivière pour l'été. C'est une embouchure provisoire qui sera vraisemblablement remplacée par une autre l'été suivant. En effet, chaque automne, la rivière s'appauvrit de plus en plus à mesure que le gel s'installe et bientôt le cours d'eau ne peut plus lutter contre l'obstruction de l'embouchure par le cordon poussé par les tempêtes d'automne. L'obstruction est totale avant que la banquise, qui fait cesser toute action marine, ne soit en place. Toutes les petites rivières qui se terminent en deltas pro-glaciaires ont ainsi des embouchures variables. Les plus grandes réussissent peut-être à conserver une embouchure plus permanente.

Si les passes des lagunes sont toujours variables, c'est en raison du même type de phénomène : la lagune où l'eau est calme et douceâtre gèle avant la mer, le courant dans la passe s'en trouve

affaibli et, si une tempête survient avant l'installation de la banquise, la passe peut se trouver totalement bouchée par les galets. A la saison suivante, elle ne s'ouvrira pas forcément au même emplacement.

5.4.3 - Phénomènes de captures

Nous avons pu voir fonctionner une capture qui s'explique aussi par un phénomène d'obstruction provoquant une inondation en amont. Devant le glacier Loven (rive Sud du Kongsfjord), près de la base française, la rivière franchit une barre calcaire dans un petit canyon. Au début de la saison 1964, le canyon du ruisseau Le Diable était obstrué par la glace, alors que la fonte avait déjà commencé à libérer des eaux qui s'accumulaient derrière la barre calcaire. Elles finirent par trouver un exutoire vers la Goule qui, accapparant ainsi une partie de l'aire de drainage du Diable, profita de ce regain d'activité pour approfondir son canyon (fig. 6-11).

De tels phénomènes doivent se renouveler constamment et expliquent que le tracé provisoire des rivières ne présente souvent aucun rapport avec la disposition et l'ampleur des deltas ; un delta médiocre peut représenter l'exutoire d'un cours d'eau relativement important alors qu'un delta bien nourri correspond à un maigre ruisseau.

5.4.4 - L'eau de pluie

L'activité de l'eau de pluie est beaucoup moins importante pour l'évolution du modelé que celle de l'eau de fonte. Son rôle se borne à lessiver, sur les surfaces rocheuses, les alluvions déposées par la neige en voie de fonte et à transporter le sédiment fin (Czeppe, 1965). Il faut des pluies exceptionnellement fortes et longues pour que les pentes soient érodées ; mais ce cas est rare car, en général, la pluie tombe sous forme de crachin.

5.4.5 - Le rôle du ruissellement dans le modelé périglaciaire

L'eau, surtout sous forme d'eau de fonte, est un élément nécessaire au développement des processus de gel. Par contre, le ruissellement peut être un facteur de dégradation du modelé périglaciaire. Le modelé périglaciaire de détail des plateformes calcaires varie en fonction du degré d'encaissement, en rapport avec le ruissellement, des diverses dépressions qui les accidentent (Coque et Raynal, 1970). Ce sont des dépressions de type karstique (dolines et ouvalas ou microponors) hérissées de thufur et de pingos de petite taille. Dans la zone la plus proche du rivage, la surface n'est que faiblement morcelée et les figures des sols polygonaux sont bien conservées. Mais vers l'intérieur, sur les lanières de plateforme isolées par des vallons ou des cuvettes, les cercles de pierre sont tellement dégradés qu'on distingue à peine leur forme et que la surface est couverte d'un tapis de gélifracts presque calibrés. C'est là le terme de l'évolution superficielle sur un terrain asséché par l'encaissement du drainage estival (Coque et Raynal, 1970).

Malgré quelques exemples d'action érosive, il semble bien que les eaux de ruissellement sont un agent de dénudation plutôt que d'érosion.

Le modelé périglaciaire n'affecte que superficiellement les formes marines soulevées.

Le Périglaciaire est actif, omniprésent, très varié, et influence occasionnellement le modelé de façon spectaculaire. Cependant, il semble que la richesse et l'originalité des formes incitent à surestimer l'importance du rôle joué par les processus périglaciaires dans l'élaboration du relief. Des formes typiquement périglaciaires comme les terrasses de cryoplanation sont quasi inexistantes dans la zone côtière du Spitsberg. Demek (1968), après avoir passé en revue tous les termes utilisés par les auteurs, préfère le terme de terrasse de cryoplanation à replat d'altiplanation ou terrasse de nivation, replat goletz, etc... Celles-ci sont typiquement périglaciaires puisqu'elles

résulteraient de la congélifraction qui désintègre le matériel provenant du gel des falaises et des escarpements rocheux, et de la solifluxion qui transporte et étale le matériel ainsi ameubli. Nous pensons que de telles terrasses n'existent que dans les roches dures (marbres, calcaires cristallins), par exemple dans la presqu'île de Blomstrand ou au Nord d'Engelsbukta, c'est-à-dire dans les roches impropres à acquérir le modelé marin. Partout ailleurs, l'épisode périglaciaire, s'étant superposé à l'épisode marin, a été incapable d'en effacer les traces.

Le paysage des zones basses a conservé les grandes lignes imprimées par la mer ; falaises mortes et plages soulevées. Parfois même, les plages soulevées ont encore une fraîcheur de formes étonnante : cordons de galets et lagunes de barrage, bien que perchés à 20, 40 m ou plus, sont d'une telle netteté qu'on les croirait fonctionnels. Le périglaciaire n'est pas responsable du modelé général, il n'a été qu'un aménagement superficiel et de détail (galets des plages remaniés en sols polygonaux, éboulis de pied de falaise, etc...).

Par contre, la mer a été grandement aidée dans son action par le recul des falaises sous l'effet de la gélivation. Cette aide, apportée par la gélivation, est d'autant plus efficiente qu'elle fournit une grande quantité de matériaux d'abrasion.

6 - CONCLUSION

L'étude des processus montre que le rôle du froid sur le littoral peut s'effectuer de façon variable. Quand le littoral est constitué par la glace des fronts de glaciers marins, il est bien évident que le type de littoral est très particulier. Les icebergs qui s'en détachent ne jouent au total qu'un rôle très réduit, minime sur le plan de l'érosion (microformes sur fonds meubles), plus important sur le plan du transport de moraines et de la sédimentation qui en est la conséquence ; il reste cependant limité dans l'espace à la zone des fjords. Quant au rôle de la banquise, il n'est que protecteur et

négatif en ce sens qu'il empêche toute action de la mer pendant une partie de l'année. Au total, l'action des glaces de dérive, icebergs et radeaux de banquise, est nulle ou superficielle.

Le pied de glace joue un rôle plus intéressant sur le littoral. Présent du début décembre jusqu'en juin, il exerce une action qui varie avec la topographie de la côte. Les seuls cas où son rôle est érosif sont ceux où il est amarré à des falaises plongeantes, il est alors responsable du creusement du visor dans les calcaires et de l'effondrement de la falaise. Dans les autres cas, qu'il soit posé au pied d'une falaise, ou sur un estran, son rôle est surtout protecteur : tant qu'il est présent, la mer ne peut pas travailler. Evidemment, sa fonte n'est pas sans bouleverser la sédimentologie des plages mais ce phénomène est très éphémère.

L'action du gel est plus complexe que celle de la glace car il faut l'envisager dans un ensemble de processus où elle s'associe aux différentes formes du dégel avec une intensité qui varie selon la lithologie, selon l'humidité... Mais nous verrons que cette attaque des roches par la gélivation, associée à l'oeuvre de la mer, est un processus essentiel dans la genèse des strandflats.

Chapitre X

LA PART DES PROCESSUS PERIGLACIAIRES ET AZONAUX DANS L'EVOLUTION DES FORMES D'ACCUMULATION

Sur les plages actuelles, où les processus périglaciaires entrent en concurrence avec l'action de la mer, on ne constate pas d'évolution périglaciaire. Sable et graviers restent meubles en surface et on ne voit nulle part de formes rappelant les sols polygonaux. Nous n'avons pas fait de sondage dans les plages où le pergélisol doit se trouver à une profondeur plus grande qu'ailleurs. D'après Rozycki (1957), il n'y a pas de pergélisol dans les plages à un mètre de profondeur et même au-dessous ; mais il ne donne pas davantage de précisions.

Par contre, chaque année, intervient une phase d'évolution glacielle éphémère et dont les résultats sont apparemment effacés chaque été, puisque, après la disparition de la neige et de la glace, les formes et les matériaux des plages retrouvent un aspect tout à fait azonal. Les processus glaciels, pour spectaculaires qu'ils soient, ne modifient pas profondément la physionomie des plages. Mais accélèrent-ils l'évolution ? Ou au contraire la freinent-ils ? Nous verrons si les exemples étudiés nous permettent de répondre à ces questions.

Quant aux plages soulevées, elles conservent leurs caractères marins généraux, mais sont, dans une certaine mesure, affectées par les processus périglaciaires.

1 - EVOLUTION PERIGLACIAIRE DES PLAGES SOULEVEES (photo 34).

Elle se présente sous différents aspects dont le plus spectaculaire reste le réseau des sols polygonaux. Les terrasses

marines sont même leur domaine quasi exclusif dans la mesure où ces figures trouvent leurs conditions optimales de développement sur les terrains plats.

1.1 - Le modelé périglaciaire des terrasses marines et des sandur

La cryoturbation est faible dans les sols les mieux drainés, alors qu'elle atteint son maximum de développement dans les sols mal drainés. Il semble qu'elle dépend beaucoup plus du drainage que du matériau originel qui agit seulement par la taille de ses particules et par leur classement. C'est donc en fonction de la pente ou de l'absence de pente que s'organise le paysage périglaciaire.

Les terrasses marines, couvertes de matériel de plage comportant une partie assez fine, ainsi que les anciens sandur, sont plus ou moins colonisés par un tapis de mousse, de lichens, de quelques graminées et par des associations végétales que dominent Dryas et Saxifrages. Si bien qu'en surface il n'est pas toujours facile de voir le matériel marin, si ce n'est dans les couronnes ou dans les centres des sols polygonaux.

Des formes variées peuvent être observées (fig. 10-1).

1.1.1 - Les sols de toundra polygonaux : des réseaux de polygones parcourent la surface. Les diamètres peuvent être :

- de l'ordre du décimètre (environ 25 cm sur la terrasse de 15-20 m en bordure du Forlandsund ; 25 à 50 cm sur les sandur anciens au pied du Glacier Love Est),
- de l'ordre du mètre,
- de l'ordre du décamètre (25 m de diamètre sur la plage d'altitude 50 m au sud de Sarsöyra).

Les polygones ont une partie centrale bombée et les ceintures polygonales sont soulignées par une dépression parfois remplie de pierres. Il est possible que ces ceintures correspondent à des

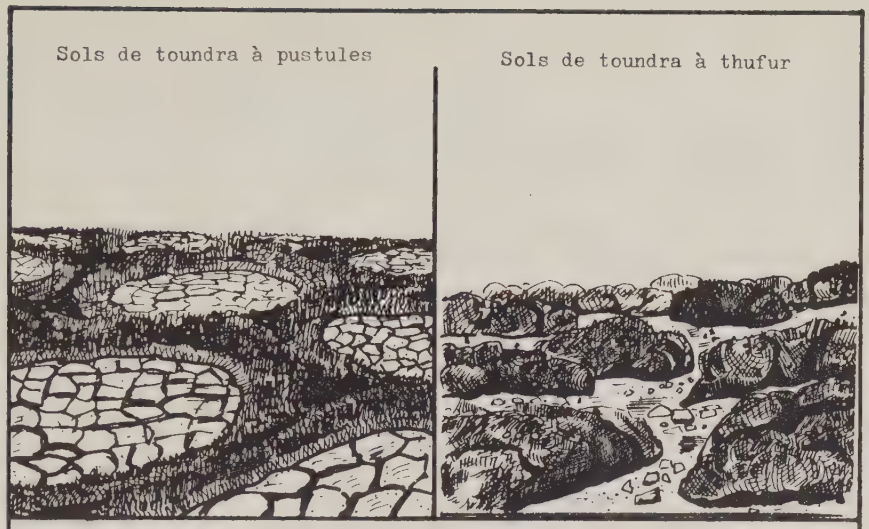


Fig. 10-1 - Figures de sols polygonaux.

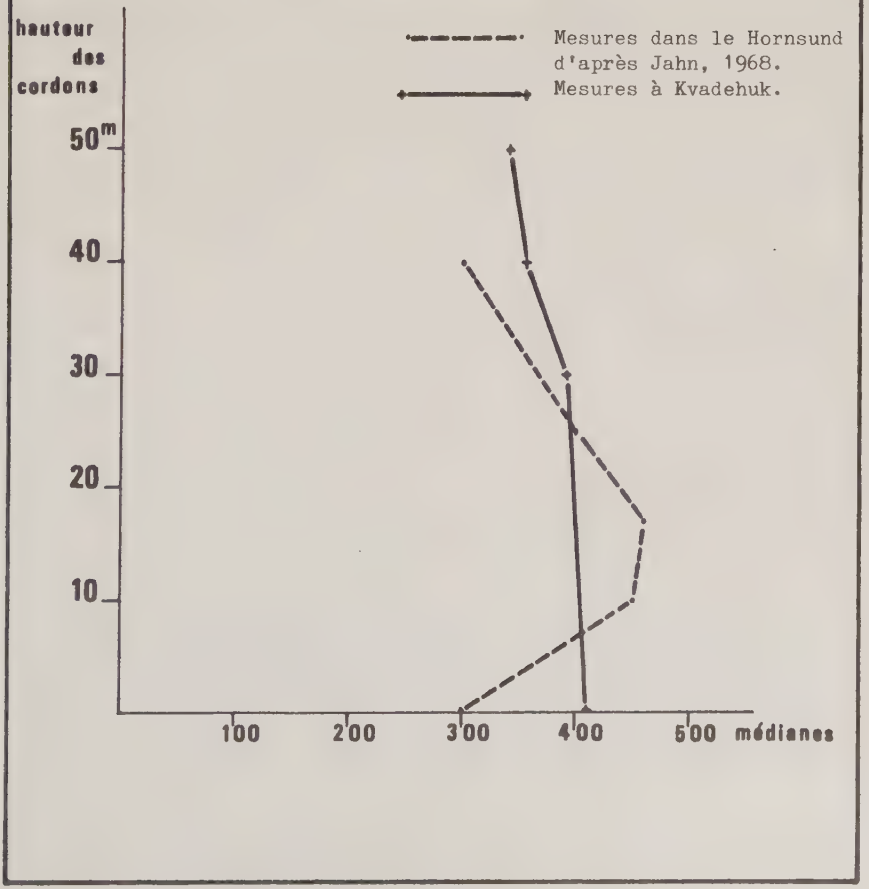


Fig. 10-2 - Graphique des médianes d'indices d'émoussé des

réseaux de fentes en coins. Parfois, à l'intérieur de grandes cellules, se dessine un réseau secondaire de petits polygones marqués par quelques pierres et touffes de saxifrages.

1.1.2 - Les sols de toundra à thufur ou à pustules

On les trouve sur des surfaces à pente faible ou nulle qui se caractérisent par un engorgement important, soit uniquement après le dégel, soit tout l'été. Sur les terrasses où les eaux stagnent dans les dépressions, et au pied des ruptures de pentes où se forment des congères dont la fonte assure une alimentation lente et régulière, des thufur apparaissent. Ce sont des monticules d'une hauteur et d'un diamètre atteignant en moyenne une vingtaine de centimètres. Les buttes, qui peuvent former un réseau grossièrement polygonal, sont couvertes d'une végétation de mousse, de graminées, de Dryas et de Saxifrages, alors que la plateforme n'est généralement occupée que par des lichens associés à quelques graminées. Exemple : au pied de Stuphallet (Brögger). Ce sont les sols de toundra à thufur.

Sur les sols légèrement mieux drainés, toute la surface se couvre de buttes grossièrement circulaires couvertes d'une végétation assez maigre (lichen et graminées) alors que la couronne, qui a tendance à se creuser par rapport à la cellule, est soulignée par une végétation plus florissante où dominent les mousses.

On peut citer l'exemple de la première terrasse marine de Revnecet dans l'Adventfjord (Fedoroff, 1966, p. 140).

Les buttes sont circulaires mais de forme assez irrégulière, de diamètre 0,50 m environ, surélevées de 0,20 m par rapport aux couronnes à végétation. Le 9 juillet 1964, le pergélisol a été atteint à 0,50 m de profondeur sous les buttes et à 0,30 m sous les couronnes à végétation. Fedoroff les appelle des sols de toundra à pustules. La disposition de la végétation est inverse de celle des sols à thufur.

1.1.3 - Les sols striés

Dès qu'une légère pente apparaît, par exemple sur le rebord d'une terrasse, des stries s'installent parallèlement à la pente avec une alternance de bandes nues et de stries couvertes de végétation. Le pergélisol descend à quelques mètres sous le sol nu, alors que, sous le tapis végétal, il est plus proche de la surface ; sa profondeur dépend de la nature et de l'épaisseur de la végétation. La végétation joue un rôle d'isolant thermique qui protège le pergélisol. Plus les mousses sont nombreuses, plus les oscillations de dégel et regel du pergélisol sont réduites (Fedoroff, 1966) et, par conséquent, moins il est affecté par la fonte estivale.

On pourrait citer des exemples innombrables de sols striés. C'est un fait général : partout où les conditions sont propices au développement des sols polygonaux, dès qu'une pente quelconque s'esquisse, les stries apparaissent et, dès que la pente décroît, les stries tendent à se rejoindre puis à dessiner des figures fermées.

1.2 - Evolution périglaciaire des plages soulevées à cordons littoraux.

Dans de nombreuses régions, le paysage marin a gardé toute la fraîcheur de ses grandes lignes originelles ; les cordons de galets au profil dissymétrique (plus doux en façade et plus raide sur le revers), barrant des dépressions lagunaires, sont magnifiquement conservés. La séquence se répète en nombre variable selon les conditions locales.

Mais le modelé de détail varie avec le drainage et il est très différent sur les cordons et dans les dépressions.

1.2.1 - Médiocre modelé périglaciaire des cordons (photo 9).

Quels que soient les exemples de cordons choisis (Kvadehuk, Cap Mitra, Aberdeenflya...), nous constatons que les crêtes des

cordons subissent la plus faible évolution.

Les galets sont parfois peu gélivés et ont très bien conservé leur émoussé marin.

Nous avons procédé à une série de mesures systématiques le long d'une coupe tracée par la vallée de Scheteligelva (Brögger), à travers toute la série des cordons anciens de Kvadehuk (fig. 10-2). On relève, sur un lot de 100 galets d'une longueur comprise entre 42 et 60 mm, les indices d'émoussé suivants :

	Brog. 7	Brog. 6	Brog. 5	Brog. 9	
	altitude 50m	altitude 40m	altitude 30m	plage actuelle	
Indice d'émoussé	calcaire	grès	grès	calcaire	grès
Médiane	340	360	390	410	400
Maximum	690	660	760	720	760
Minimum	140	90	90	170	100

A titre de comparaison, des mesures ont été faites sur les matériaux du cordon actuel. On y a choisi deux catégories pétrographiques, car, sur les cordons soulevés, il fallait prélever l'une ou l'autre selon la nature des galets présents. En fait, on s'aperçoit que les galets de la plage actuelle ont des émoussés du même ordre, qu'ils soient de calcaire ou de grès.

Les émoussés des galets actuels sont un peu plus forts que ceux des galets anciens qui restent cependant très bons et à peu près équivalents quelle que soit l'altitude, donc quel que soit l'âge du cordon.

Les résultats obtenus par A. Jahn (1968) sur des échantillons de grès quartzeux et de quartzites, prélevés sur les terrasses du Hornsund, sont équivalents des nôtres (fig. 10-2). Néanmoins, Jahn constate un accroissement des émoussés vers les altitudes 10-20 m. A Kvadehuk, on peut remarquer un accroissement léger et continu de l'émoussé vers les altitudes les plus basses, mais un échantillonnage aussi réduit ne permet pas de tirer des conclusions concernant l'efficacité des actions marines à diverses périodes.

Cependant, une remarque s'impose : les cordons anciens ne subissent qu'une altération périglaciaire négligeable et conservent leurs caractères marins, tant dans leur forme que dans leurs matériaux.

- Sur le sommet des cordons, il n'y a pas d'évolution pédologique. Les sols sont des sols minéraux bruts. On distingue cependant une certaine organisation polygonale. Quand les galets sont vraiment prédominants, les cellules ne sont qu'esquissées, la ségrégation est faible entre les matériaux du centre de la cellule un peu moins grossiers et ceux des bords (les plus gros galets).

-Sur le versant externe, les sols à cercles de pierres sont un peu mieux dessinés et ils le sont mieux encore sur le revers. Là, ils atteignen un bon développement, favorisé par la présence de matériaux de classes granulométriques variées allant des sables grossiers aux galets). Les cellules ont un diamètre de l'ordre du mètre, avec une partie centrale composée de graviers ou de sable grossier et des pourtours de galets.

1.2.2. - Evolution périglaciaire active des dépressions d'arrière-cordon

Dans les dépressions, autour des lagunes, la gélifraction est beaucoup plus intense que sur les cordons. Le milieu humide est si favorable à la gélifraction que, lorsque le soubassement rocheux est proche de la surface, une nappe de gélifracts forme un revêtement continu (par exemple au Sud-Ouest du Cap Mitra).

Des cercles de pierres se mettent en place dans les zones marécageuses occupées par la végétation. En général, leur forme est assez irrégulière. Leur diamètre peut atteindre plusieurs mètres avec une couronne pierreuse large d'un mètre. Leur cellule est déprimée et formée de mollisol. Ils sont isolés les uns des autres ou bien sont jointifs ; leur zone de confluence est alors marquée par une dépression (Kongsfjordneset).

Dans les zones lagunaires, dans les secteurs les moins riches en galets ou en gélifracts, on remarque des réseaux de polygones de toundra dont le diamètre est de l'ordre du mètre.

Ces zones d'arrière-cordon, gorgées d'eau, sont éminemment favorables à tous les phénomènes de cryoturbation, aussi leur évolution périglaciaire est-elle beaucoup plus active que celle des cordons.

Par conséquent, les témoignages plus ou moins prononcés, plus ou moins abondants, d'une évolution sous l'effet des processus périglaciaires ne sont pas des repères pour évaluer l'ancienneté des formes littorales soulevées : des cordons élevés, donc anciens, peuvent garder un modelé marin quasi intact parce qu'ils sont bien drainés. Alors que des zones d'arrière-cordon récentes, peuvent présenter un modelé périglaciaire très avancé.

Au total, les cordons soulevés, toujours accompagnés de leurs loc'h, conservent une physionomie de paysage marin d'une fraîcheur remarquable.

2 - LES CARACTERES GLACIELS DES FORMES D'ACCUMULATION LITTORALE

Si les plages actuelles ne montrent aucune trace de modelé périglaciaire (absence de sols polygonaux), elles présentent par contre des caractères glaciels remarquables, mais ils sont de faible ampleur, et très éphémères ; aux microformes à caractères zonal fait suite, en été, un modelé azonal banal.

2.1 - Les plages à nids de poule "cockpit beaches", ou "pitted beaches" : plages à trous (photo 22).

2.1.1 - Les dimensions

Les trous ne sont pas très grands. Leur diamètre va de quelques décimètres à 0,50 m, leur profondeur de 20 à 50 cm. Ils sont moins larges mais aussi profonds que ceux qui ont été observés en Antarctique, à Mc Murdo par Nichols (1961) : 15 m de diamètre, 0,50 m de profondeur ; des trous peuvent entrer en coalescence et atteindre alors un diamètre

de 34,5 m ; il arrive aussi que leur profondeur atteigne 1,2 m.

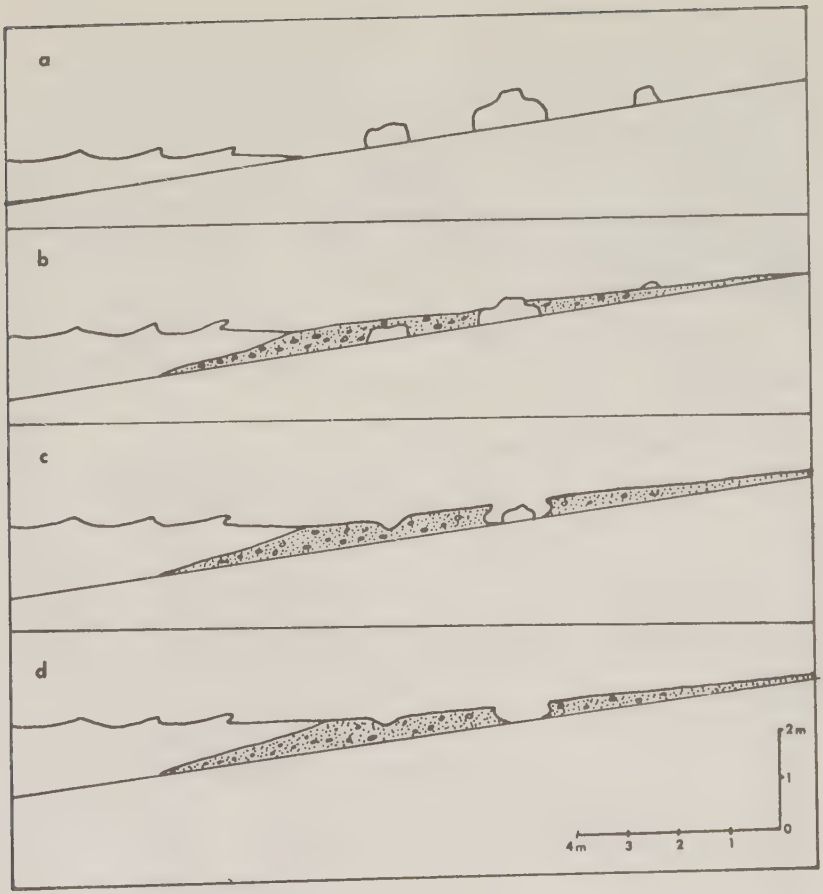
Greene (1970), en Alaska, décrit des trous appelés "pits" ou "sea-ice-kettles", de 0,30 m à 1 m de diamètre et de 0,10 à 0,30 m de profondeur, c'est-à-dire des formes de dimensions analogues à celles des trous du Spitsberg. Ceux qu'Owens (1970) a étudié à Devon Island dans les Territoires du Nord-Ouest (Canada), ont 1 m de diamètre et 0,70 m de profondeur.

Quelles que soient ces légères variations, les trous restent toujours des microformes.

2.1.2 - Les origines

Les trous que nous avons observés ont deux origines possibles :

2.1.2.1 - Ce sont des "sea-ice-kettles". Des glaçons, débris de banquise ou d'icebergs, poussés par le vent, les vagues et parfois par l'onde de déferlement consécutive au vêlage, viennent s'échouer très haut sur la plage à la marée haute. S'ils ont été poussés au-delà de la limite des marées suivantes, ils fondent sur place. La fonte de la glace détermine un affaissement des sédiments et, à l'emplacement du glaçon, il y aura un trou. Ces accidents sont simplement des microformes eu creux sur une plage par ailleurs régularisée. Situés dans la zone du swash ou juste au-dessus, ils sont prédisposés à une destruction rapide par les vagues. Dès que le swash les atteint, ils sont remplis de sédiments qui peuvent être d'un calibre différent de celui du matériel dans lequel ils sont creusés, car la mer met en mouvement des matériaux dont la dimension est déterminée par sa force du moment. Ce type de perturbation dans la disposition des couches sédimentaires explique, pour Rozycki (1957), les perturbations dans les affleurements d'argile à varves, les traînées argileuses en forme de lentille dans un dépôt (ultime reste de la fonte d'un iceberg), le petit hiéroglyphe bizarre observé dans les matériaux d'argile et de sable fin et qui serait la dernière trace de la fonte d'une plaque de glace. En fait, dans les cas que nous avons étudiés, dès que la mer est



a. blocs de glace échoués dans la zone du swash.

b. les blocs sont partiellement ou entièrement enterrés.

c. l'effondrement des sédiments forme des trous.

d. " sea-ice kettles".

Fig. 0-3 - D'après Greene, croquis illustrant la formation de [illegible]ies".

un peu agitée, tout le matériel est brassé, et les trous ne laissent absolument aucune trace dans la sédimentation.

2.1.2.2 - Ils peuvent avoir pour origine la fonte irrégulière de la glace enfouie. Le haut de plage, gelé en profondeur, ou le pied de glace enfoui sous les sédiments sont soumis à un dégel par la surface. Là où les sables et graviers qui recouvrent la glace sont peu épais, la glace fond plus vite et la surface s'affaisse ; là où les sédiments sont plus épais, la glace fond moins vite et une butte reste en relief. Le résultat est une plage à trous, mais qui s'égalise dès que l'ensemble de la glace a fondu.

Greene (1970) décrit un autre procédé de fonte des glaçons ensevelis (fig. 10-3), que nous n'avons pas remarqué au Spitsberg. A la débâcle de printemps, des blocs de glace de mer et de pied de glace restent échoués sur la plage. Ils se trouvent bientôt enfouis, totalement ou partiellement, sous les sables et graviers projetés par le déferlement, surtout en période de tempête. Au fur et à mesure que les blocs de glace fondent les sédiments s'affaissent au-dessus et des trous ("sea-ice-kettles") se forment.

2.2 - Les bourrelets glaciels

Plusieurs auteurs décrivent ces bourrelets (ice push ridges) mais utilisent ce terme pour désigner des phénomènes d'ampleur tellement variée (0,20 m pour les uns, 4,50 m pour les autres) que l'on peut penser que cette même dénomination recouvre des phénomènes différents.

2.2.1 - Les bourrelets glaciels : microformes de plage

Pour Dionne (1970), un bourrelet glaciel est une petite crête de 20 à 40 cm de hauteur, en général due à la poussée exercée par les glaces soit directement, soit sur un bloc d'estran ; le bourrelet peut parfois ceinturer le bloc ; le plus souvent il est localisé du côté du large. Ce sont donc des microformes. Elles ne semblent pas caractéris-

tiques des plages du Spitsberg. Sans doute parce que, lorsqu'elles se forment dans la zone du swash, elles sont détruites à la marée suivante ; si elles sont liées aux tempêtes, hors d'atteinte du swash habituel, elles se confondent avec le relief chaotique du pied de glace.

2.2.2. - Les grandes levées glacielles

Pour Nichols (1961), pour Hume et Schalk (1967) et pour Greene (1970), les ice-push ridges peuvent atteindre des dimensions plus considérables. Nichols cite 2,70 m au-dessus du niveau de la mer, les autres vont jusqu'à proposer 4,50 m. Ces grands bourrelets sont formés par la glace de mer, les débris d'icebergs poussés à la côte et par le matériel qu'ils arrachent de la plage. A la différence de ce que l'on observe pour l'ice wall entièrement formé d'un empilement de glace, le bourrelet a ici un centre de glace entouré d'une enveloppe de sables et de graviers (Nichols, 1961). Cet auteur déclara avoir remarqué aussi des levées glacielles sur les plages anciennes. Pour Hume et Schalk, ces bourrelets sont fréquents et se forment rapidement, mais ne déterminent pas un transport important de sédiments. La quantité de sédiments apportés aux plages de cette façon ne représenterait que 1 à 2 % du total de l'alimentation. Au Spitsberg, nous n'avons pas observé de levées glacielles comparables, mais il est possible que le phénomène d'"ice-push" soit partiellement responsable du redressement du profil de certains cordons face à la mer, redressement qui se retrouve aussi sur des cordons anciens (par exemple : le cordon 15-18 m de l'île du Prince Charles).

2.3 - Les petites buttes

Quant aux autres formes décrites par les auteurs, comme les "sea-ice sand and gravel cones", petites buttes coniques de sables et graviers de 0,1 à 0,3 m de haut avec noyau de glace, et qui seraient des fragments échoués de glace chargée de sédiments (Greene, 1970), ou comme les "beach ice mounds" à noyau de glace et manteau sédimentaire

épais de 0,3 m (Owens, 1970), nous pensons qu'elles sont, au Spitsberg, des microformes du pied de glace et nous les avons décrites comme telles.

*
* *

La rapidité avec laquelle on passe de l'état glaciel à l'état azonal d'été est surprenante. En effet, les microreliefs sont des formes de fin de saison glacielle, qui apparaissent fin juin, après le départ de la banquise quand le dégel se généralise. Elles ne durent qu'un mois. En août toutes les plages du Spitsberg sont devenues des plages azonales. Nous allons voir cette transformation à travers l'exemple de la Pointe de Sars.

3 - PASSAGE D'UNE SITUATION "GLACIELLE" A UNE SITUATION ESTIVALE* (LA POINTE DE SARS)

3.1 - Les conditions de la localisation de la Pointe (fig. 9-5).

Les grandes profondeurs, souvent assez proches de la côte, ne favorisent guère, en général, l'installation de formes d'accumulation d'une certaine ampleur. Mais, précisément, le Forlandsund est

---

* Nous aurions souhaité faire ce type de comparaison pour toutes les formes d'accumulation. Nous aurions pu alors faire un bilan des processus en action. Mais les conditions de travail ne nous ont pas permis des recherches échelonnées dans le temps sur les mêmes lieux. Nous devons donc nous contenter de cet exemple de la Pointe de Sars (observations début et fin juillet).

coupé par une dorsale séparant la fosse Nord (100-200 m), tributaire du Kongsfjord, de la fosse Sud, tributaire de l'Isfjord. C'est sur cette dorsale que s'est construite la pointe Murray et que s'étire, juste en face, la pointe de Sars (fig. 5-6). La condition première de l'accumulation est donc la présence d'un haut-fond dont les écho-sondages et les plongées sous-marines nous révèlent l'allure d'ensemble de surface régulière. Ici, se rejoignent les strandflats immergés qui prolongent les côtes de Sarsöyra et celles de l'Ile du Prince Charles, jusqu'à des fonds d'une vingtaine de mètres. Les profondeurs entre les deux pointes sont très faibles : 8 m, 5 m et même 1 m.

En second lieu, il convient de remarquer que le haut-fond est situé à 20 km de l'extrémité Nord du détroit et à 60 km de son ouverture vers le Sud. Rien n'abrite le Forlandsund des houles de N.N.W. qui s'amortissent peu, n'ayant qu'un court trajet à parcourir dans le détroit tandis que les houles de S.S.E. effectuent un parcours trois fois plus long en eaux abritées avec divergence, et s'amortissent en fin de course sur une plateforme moins profonde (5-6 m contre 10-20 m). Ces houles de directions opposées, canalisées dans un détroit, se contrebutent et le dépôt des sédiments transportés se fait sous forme de pointe triangulaire à la faveur d'un haut-fond : conditions analogues à celles qui ont déterminé la formation de la pointe de Dungeness dans le Pas de Calais (Guilcher, 1954, p. 67). Comme les forces constructives sont d'importance inégale, le cordon Nord et le cordon Sud ont un aspect et une granulométrie différents.

3.2 - Le cordon Nord (fig. 7-2).

3.2.1 - L'aspect glaciel

Lors de la première observation, il est encore occupé par la glace. Un pied de glace en voie de fusion, de hauteur variable (1 m, 1,50 m) surplombe la plage par un "visor". Les lits de sable graveleux intercalés dans la glace sont en voie de dégagement sous l'effet d'un dégel très actif. Ce pied de glace de tempête, mis en

place en automne, est très redressé ; mais, en même temps qu'il fond, la mer, libérée de la banquise, l'attaque vigoureusement sur sa face externe. Sous l'effet d'une vitesse de fusion inégale selon la charge en sédiment, le haut du cordon devient très chaotique ("pitted beach"), alors que, dans le bas de plage, la mer a déjà commencé son oeuvre d'égalisation à la recherche d'un nouvel équilibre pour les sédiments que le dégel lui apporte en abondance.

3.2.2 - La transformation estivale

Trois semaines plus tard, le pied de glace n'existe plus, et, avec une rapidité étonnante, le modelé glaciel a été complètement effacé.

Le cordon s'est étalé. La mer a nivelé les trous et monticules du haut de plage. Un versant face à la mer, modelé en gradins de marée, s'oppose à un revers qui descend vers la lagune. Les deux ou trois crêtes qui couronnent le cordon ne sont atteintes par la mer que de façon tout à fait exceptionnelle puisqu'elles sont colonisées par les lichens et parsemées de bois flottés. Le revers est également envahi par le lichen et affecté lors des tempêtes de grande marée, par des débordements qui créent des thalwegs rudimentaires et des épandages de galets frais. Les indices d'émoussés sont faibles (médiane 173, maximum 470, minimum 62) à la station S. 35. Les mesures furent faites sur la catégorie pétrographique la mieux représentée, celle des grès-quartzites dont la longueur avoisine 20 mm. Cette mesure n'est pas très significative. Celle de la station S. 33 l'est davantage. Le prélèvement y a été fait plus au Nord, à un endroit où les galets sont encore plaqués contre la basse falaise taillée dans le sandur. Les galets y ont été choisis dans les catégories habituelles (100 de diamètre 42-60 mm). La médiane d'indice d'émoussé est 270, donc meilleure que celle de S. 35.

3.3. - Le cordon Sud (fig. 9-5)

3.3.1 - L'aspect glaciel

Au début de juillet, il est plus englacé que le cordon Nord. Le pied de glace n'est pas enseveli sous les sédiments ; il englobe quelques icebergs chargés de moraine et emprisonnés depuis l'automne précédent mais, dans l'ensemble, sa topographie est très calme ; c'est ce que nous avons appelé un "pied de glace de plage" qui se met en place sur les estrans sablonneux en pente douce,dans des secteurs peu agités.

3.3.2. - La transformation estivale

Après la disparition du pied de glace, le cordon Sud apparaît beaucoup plus sableux que celui du Nord, ce qui s'explique par l'action de vagues plus faibles et ayant donc une puissance de charge moins importante que les fortes houles qui brisent sur le cordon Nord. Le sable fin, homogène, est étalé uniformément, en pente douce, vers le bas de plage.

L'uniformité morphologique et granulométrique est remarquable. Pourtant deux éléments perturbent quelque peu cette monotonie. D'une part, les galets, pour rares qu'ils soient, ne sont pas totalement absents ; épars sur le sable, ils ont été apportés là par les icebergs chargés de moraine qui ont fondu sur place, et surtout par les laminaires. Les algues à crampons sont encore attachées aux galets dans de multiples cas ; elles assurent une certaine flottabilité à des galets même assez lourds (un des galets observés pesait environ 3 kg).

D'autre part, une passe vers la lagune interrompt le long déploiement de la plage. Elle est bordée de crochets sableux (fig. 9-5). Le plus important s'amarre à la rive Est ; il est bien nourri par la dérive littorale du Sud-Est. Le crochet de la rive occidentale est atrophié et porte en appendice une petite flèche basse, graveleuse, submergée à chaque marée haute. Le contraste granulométrique entre le crochet et son excroissance indique que les forces qui les mettent en place sont différentes. Le crochet alimenté par les sables de la dérive

est construit par les vagues et les courants qui entrent dans la lagune pendant le flot. La décharge assez violente de la lagune, lors du jusant, a une compétence suffisante pour déplacer du matériel plus grossier : des graviers semblables à ceux qui bordent la lagune.

Dans l'ensemble, le sable est cependant homogène et fin. Les valeurs des médianes sont faibles :

Sars H (ouest de la passe Sud) : 0,255 mm

Sars G (près de la pointe terminale) : 0,310 mm. Les sédiments deviennent un peu plus grossiers vers la pointe.

Les courbes de fréquence (fig. 10-24) mettent en évidence un maximum au niveau du tamis de maille 0,250 mm (fig. courbes) (Sars H : 41 % ; Sars G : 38,4 %).

Ces deux échantillons sont excellemment classés :

So de Trask : Sars H : 1,16

Sars G : 1,28

3.4 - La lagune triangulaire (fig. 9-5).

3.4.1 - L'aspect glaciel

Circonscrite par les cordons, elle était, elle aussi, en grande partie englacée au début de juillet. Dans la partie orientale, les chenaux de marée (tidal creeks) commençaient seulement à apparaître par déglacement. Ces chenaux présentent la configuration à méandres habituelle et azonale. Il n'y a cependant pas de schorre à couvert végétal, et cette absence est un fait zonal. La vase du fond de la lagune est dégelée en surface dans les parties affleurant entre les glaçons mais elle ne l'est que sur 5 cm d'épaisseur et, en dessous, le sédiment est encore gelé. Face à la passe, dans le cordon méridional, la fusion de la couverture est plus avancée qu'ailleurs. Mais les radeaux de glace peuvent pénétrer à partir de l'extérieur lorsqu'ils sont pris en charge par le courant de flot, ce qui peut affecter la sédimentation dans la lagune lors de leur fusion.

Sur la rive Sud de la lagune on a pu observer, dans la plage, au début de juillet, des fissures longitudinales parallèles au rivage ; ces fissures s'observent aussi dans la glace lorsque celle-ci n'est pas encore fondue. Elles affectent le sédiment sous la glace car elles se prolongent à partir du sédiment déjà déglacé dans les plaques de glace résiduelles adjacentes. Elles semblent dues à l'affaissement qui se produit lors du dégel et qui fait suite au gonflement lié au gel. Il y a en effet dégel sous les plaques de glace superficielles dès avant la disparition complète de celles-ci.

3.4.2 - La transformation estivale

Sur la rive Nord de la lagune, on devinait, au début de juillet, des formes qui se sont bien dégagées par la suite ; formes d'accumulation fonctionnelles durant l'été précédent, elles ont pu passer l'hiver sans disparaître. Une petite levée subsidiaire est accrochée en deux endroits sur le revers interne du cordon Nord : d'une part, en face de la passe, parce que, là, les vagues du large peuvent pénétrer quelque peu et jouer un rôle malgré l'amortissement ; il y a même une micro-lagune derrière cette petite levée ; d'autre part, dans la partie Nord-Est, où s'est constituée une contre-flèche à pointe libre, liée au fetch de la lagune assez long dans ce sens.

Après le dégel complet, des petits gradins de marée accidentent les rivages et sont la preuve de la création, dans la lagune, d'un milieu dynamique quelque peu marin. Mais les forces sont réduites et le matériel est très peu émoussé.

La rive orientale, qui matérialise le contact de la lagune avec le sandur est très différente des autres. Très plate, la marée la couvre et la découvre largement. Le marais est sillonné de très nombreux torrents qui descendent de petits glaciers n'atteignant pas la mer.

Les échantillons prélevés (Sars D et Sars E) montrent un matériel fin (médianes : 0,034 mm et 0,280 mm) qui inclut une fraction de silt (moins de 50 microns) et même de clay (argile). L'indice de Trask est ici moins bon que dans les échantillons de plage (E : 2,84 ; D : 2,10). L'étalement des courbes granulométriques (fig. 10-19) apparente ces vases de lagunes aux vases des autres zones climatiques du monde.

On constate donc, une fois de plus, qu'en été les littoraux du Spitsberg perdent complètement leurs traits zonaux.

3.5 - Le contact des deux cordons à l'extrême pointe et le sens de l'évolution

Le cordon Nord et celui du Sud se rejoignent pour former la pointe triangulaire. Ils ne se confondent pas, ils s'accolent.

Le cordon Nord, plus élevé, domine celui du Sud par une microfalaise (50 à 80 cm). Il semble que le cordon du Sud, plus bas et à granulométrie plus fine, soit venu s'édifier à l'abri du cordon Nord plus vieux et plus élevé.

Pourtant, plus à l'Ouest, le cordon Nord est envahi par le sable du cordon méridional. Cette superposition suffit à élever le niveau de la pointe, suffisamment pour qu'elle ne soit pas atteinte par les marées ordinaires et c'est le seul endroit où la plage chaotique glacielle s'est conservée en été, le pied de glace ayant simplement fondu sur place.

Les deux crochets de l'extrême pointe qui ne découvre qu'à marée basse, sont encore au profit du Sud, mais ils sont formés des graviers qui caractérisent le cordon Nord.

Enfin, le dernier crochet visible au moment de l'observation était au profit du Nord. Cette partie commune apparaît comme le résultat d'un équilibre variable entre les deux cordons, l'un ou l'autre l'emportant en fonction des modifications des forces en présence (vents, courants).

Peut-on prévoir un terme à l'évolution de la flèche de Sars ? Actuellement, cette forme d'accumulation paraît en pleine activité, et l'allongement de la pointe peut continuer encore dans les mêmes conditions. En effet échosondages, dragages et plongées sous-marines ont mis en évidence l'uniformité du strandflat sur lequel s'est installée la flèche. Finira-t-elle par barrer le Forlandsund ? Non, sans doute, car cette fermeture est entravée par l'existence d'un courant qui s'écoulait du Sud vers le Nord, chaque fois que nous l'avons observé.

D'autre part, on pourrait dire que la période annuelle d'activité est de courte durée (environ 4 mois). Mais ce dernier argument est de faible portée car nous avons vu que ce temps suffit à la mer pour mettre en place des formes analogues à celles qu'on peut voir sur n'importe quelle côte du monde.

4 - LES ACCUMULATIONS LITTORALES A CARACTERE ZONAL

Ce sont les types d'accumulation qui, par leur origine, leur approvisionnement ou leur évolution, sont en rapport avec des phénomènes glaciaires, fluvio-glaciaires ou périglaciaires.

4.1 - Les cordons remaniant les alluvions fluvio-glaciaires et périglaciaires

4.1.1 - En bordure des sandur (photo 6).

4.1.1.1 - Le matériel des plages qui bordent les sandur varie des galets aux vases en fonction de la granulométrie du matériel du sandur lui-même et en fonction de la compétence de la mer à l'emplacement du sandur.

Le sandur Uversöyra peut servir d'exemple (fig. 6-8). Il est bordé au Nord par un cordon de galets, formé de 5 ou 6 crêtes successives, derrière lesquelles les eaux s'accumulent dans un loc'h. Mais, vers le Sud, quand le sandur prend toute son extension, le cordon s'abaisse et devient de plus en plus sableux. Il se confond progressivement avec le sandur qui forme lui-même une étendue sableuse dénuée de tout relief à la surface de laquelle s'écoulent les chenaux indécis des cours d'eau. L'estran, très plat, s'enfonce peu à peu sous la mer avec une pente insignifiante sur laquelle les vagues s'amortissent complètement.

La faiblesse de l'action marine sur cette rive relativement abritée d'Engelsbukta, l'abondance des apports proglaciaires des glaciers Uvers, Edith, Stein, Comfortless, dont les moraines alimentent

le sandur, sont les causes conjointes de l'absence de façonnement littoral vigoureux. Le sable homogène où se mêlent quelques rares débris coquilliers a été étudié à la station Uv. 36.

Médiane	So	NU	SNU
0,360 mm	1,48	88 %	12 %

C'est un sable moyen (95,6 % dans cette catégorie), très bien trié, mais pratiquement pas affecté par l'usure marine.

4.1.1.2 - Les processus littoraux participent-ils à l'élaboration des sandur ?

Il semble que oui, si on en juge par l'exemple de Uversöyra où le sandur, caillouteux en amont, devient de plus en plus sableux vers l'aval non seulement par suite de la diminution de compétence des cours d'eau mais aussi parce que les actions marines, bien qu'amorties, trient et étalent le matériel sableux sur ces plateformes doucement inclinées, mi-terrestres et mi-marines. Au fur et à mesure du soulèvement isostatique, la partie terrestre s'accroît au détriment de la partie marine sans qu'il y ait la moindre démarcation entre les deux.

La disposition des sandur anciens est identique à celle des sandur actuels ; on y observe la même décroissance de l'amont vers l'aval dans le calibre des matériaux.

4.1.1.3 - Le problème des vieux sandur perchés

D'une façon générale, on observe au moins deux niveaux emboîtés (Sarsöyra, Kaffiöyra, Uversöyra) : (fig. 7-2, fig. 7-4, fig. 6-8).

Un sandur ancien couvert par la toundra ; il n'est plus atteint par les crues et il est peu à peu démoli par les divagations des torrents. Il en reste des îlots-témoins limités par de petits escarpements (50 cm à 2 m de hauteur).

Un sandur actuel, dénudé, qui s'accroît en partie aux dépens du précédent et aussi grâce aux apports frais fluvio-glaciaires.

On peut trouver plusieurs niveaux, en rapport avec des modifications dans le régime glaciaire et avec des saccades dans le relèvement isostatique.

Par exemple, dans la région d'Uversöyra, on distingue (fig. 6-8) :

- Des terrasses fluvio-glaciaires perchées, en rapport avec les moraines frontales anciennes. C'est la preuve à la fois d'une plus grande activité glaciaire et d'un niveau de la mer plus élevé.

- Devant le Steinbre, une deuxième terrasse fluvio-glaciaire s'étend en contrebas, façonnée aux dépens de la première en période de décrue glaciaire avec un niveau de la mer plus bas.

- Enfin plus bas encore, les terrasses actuelles.

Il est normal qu'en période de décrue glaciaire, les torrents démantèlent les terrasses de la période précédente car ils creusent alors plus qu'ils n'alluvionnent. Les sandur emboîtés sont typiques d'un relèvement isostatique par saccades. Le sandur est créé par l'action conjointe de la mer et des déplacements latéraux incessants des cours d'eau qui étalent les nappes alluviales. Si le relèvement isostatique est régulier, un sandur en pente douce s'agrandit peu à peu aux dépens de la plateforme sous-marine. Si le mouvement de relèvement s'accentue brusquement, le sandur se trouve perché et une nouvelle plaine d'épandage s'édifie en contrebas.

Si ces saccades ne se produisent pas, le raccord entre le sandur et la mer se fait par l'intermédiaire d'une véritable zone amphibie (Holmströmöyra, fig. 3-5).

4.1.2 - En bordure des deltas (photo 23).

Quand les torrents chargés d'alluvions arrivent à la mer dans un endroit suffisamment abrité, de petits deltas s'édifient. Les zones internes des fjords sont des emplacements favorables. Nous avons décrit de tels deltas dans les Sassenfjord et Tempelfjord, ainsi que dans le Kongsfjord (chap. VIII et chap. VI).

Tous ces deltas sont bordés par un cordon dédoublé : une crête externe (hauteur maximale 2 m) jumelée à une crête interne (hauteur maximale 5 m).

Dans les Tempelfjord, le delta du Kapp Schoultz est ainsi frangé d'un cordon à deux étages. La crête élevée, parsemée de bois

flottés, est semi-fossile alors que la crête externe est fonctionnelle. Les galets y sont plus petits et bien triés. Leur émoussé diffère selon la nature des calcaires mais reste relativement médiocre. Dans les meilleures conditions, on relève les indices d'émoussé suivants :

	Médiane	Maximum	Minimum
Is S11	240	570	68

Des observations plus détaillées ont été effectuées sur les deltas du Kongsfjord qui permettent de mieux caractériser le cordon ancien (crête interne) et le cordon actuel (crête externe) (fig. 6-11).

Le cordon ancien s'épaissit vers l'extrémité des avancées deltaïques.

Au delta du Diable, sa largeur atteint 34 mètres ; à la pointe de Glundneset, il se dédouble et enserre des étangs. Ce cordon forme barrage à l'écoulement des eaux. A la fonte des neiges, les eaux de fusion alimentent des lagunes qui assèchent plus ou moins au cours de l'été. Les percées des eaux à travers le cordon paraissent variables dans le temps.

La granulométrie de ce cordon ancien est assez grossière (E 16) : 84,9 % des éléments se classent dans la fraction des cailloux supérieurs à 20 mm, 15,1 % dans celle des graviers. Les plus gros cailloux (70, 80, 100 mm) sont des plaques de micaschistes, légèrement émoussées aux angles. La composition pétrographique est d'ailleurs très homogène : micaschistes (90 % du total), phyanites, quartzites et quartz. Il est normal que les roches métamorphiques dominent. En effet, les glaciers Loven qui approvisionnent les deltas transportent dans leurs moraines les roches de l'Hecla Hoek.

Le cordon ancien est donc formé du matériel d'origine morainique qui n'a pas acquis de modelé marin. La position d'abri en est la cause.

Le cordon actuel est en pente abrupte vers la mer. Il est façonné en gradins (3 en général). Près de l'embouchure de la Source, on distingue : un gradin supérieur avec des éléments assez gros (5 cm) ;

un gradin moyen (éléments plus petits) ; un gradin inférieur (matériaux encore plus fins). Trois gradins aussi au Cap des Cachalots où ils forment des bandes d'éléments assez grossiers (2 à 5 cm), séparées par des bandes d'éléments plus fins.

La granulométrie d'un échantillon de ce cordon (E 15) est assez grossière, mais beaucoup moins cependant que celle du cordon ancien : 26,9 % de cailloux, mais une majorité de graviers (71 %) ; très peu de sable grossier (1,5 %). La longueur des plus gros éléments ne dépasse pas 50 mm. Ici aussi les micaschistes prédominent : 72 % micaschistes, 12 % quartz, 8 % quartzites, 8 % phtanites. Le matériel est peu façonné.

Ni coquilles, ni calcaire minéral n'ont été décelés dans ce lot. Un autre échantillon a donné 3 % de carbonates (quelques graviers calcaires). Donc la part du calcaire est nulle ou insignifiante, vraisemblablement parce qu'il est rapidement dissout.

Par conséquent, en bordure des deltas alimentés par les matériaux proglaciaires, la mer a mis en place un double cordon (subactuel et actuel), mais n'a guère façonné les éléments qui restent mal triés et anguleux. Les causes en sont la surabondance du matériel fourni et la position relativement abritée dans la zone interne des fjords.

4.1.3 - Le littoral dans les blocs (photo 27).

C'est un littoral de type tout à fait particulier que celui qui s'établit parmi les gros blocs rocheux. Nous l'avons observé en plusieurs endroits et dans des roches de natures différentes : dans les marbres du Blomstrand, dans les granites des îles du Nord-Ouest, dans les diabases de la Pointe de Gips (Sassenfjord), dans les quartzites de la hutte Zoë (Krossfjord).

4.1.3.1 - La côte à blocs de pied de versant

A l'Ouest de la presqu'île de Blomstrand comme dans certains secteurs des îles du Nord-Ouest, des blocs de très grande taille (plus du mètre) parsèment à la fois le versant montagneux et la plateforme

sous-marine qui s'étend à son pied. La mer ne les transporte pas, elle se contente de modeler ceux qui sont sur l'estran et de construire, à la limite des marées hautes, un étroit cordon de galets qui se dispose parmi les blocs (fig. 4-3).

Les mesures faites sur les galets (42-60 mm) du cordon du Camp (Base d'Andrée) ont montré des émoussés médiocres :

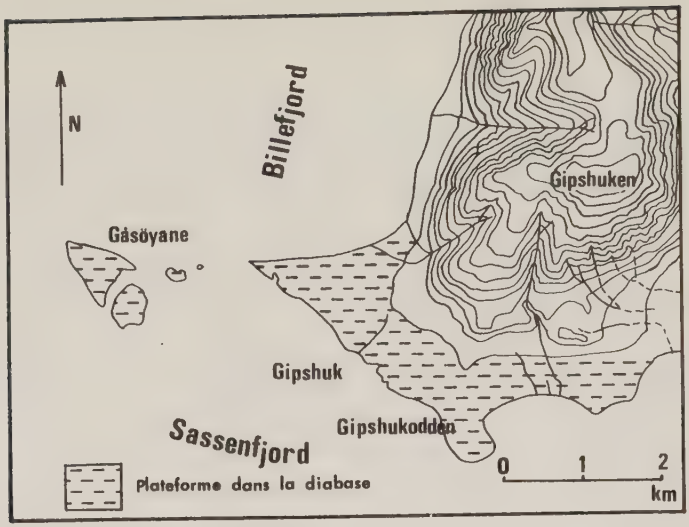
	Médiane	Maximum	Minimum
Dansk S. 15	210	410	30

Cet étroit liseré de galets est une démarcation bien minime entre le relief terrestre et le relief sous-marin. Si elle changeait de position en fonction d'un abaissement ou d'un relèvement du niveau de la mer, le paysage n'en serait guère modifié. Ces blocs font partie d'éboulis de pente mis en place grâce aux processus périglaciaires ; néanmoins, ils semblent fossiles, du moins en grande partie, car une végétation de lichens les recouvre et ils paraissent actuellement fixés. La présence des blocs sur la plateforme sous-marine donne à penser qu'ils y ont été déposés à un moment où le niveau de la mer était plus bas. La mer, en remontant, les aurait laissés en place, n'ayant pas la force de les transporter.

Si on exclut cette hypothèse, on voit mal comment de tels blocs auraient pu se mettre en place sur une plateforme sous-marine (ils sont trop nombreux et trop gros pour être des blocs glaciels) ; si on l'admet, la présence des blocs sous-marins pourrait être considérée comme une preuve d'un niveau de la mer inférieur à l'actuel, coïncidant avec une période de climat plus rigoureux favorisant une gélifraction assez intense pour produire ces éboulis de très gros blocs.

4.1.3.2 - Les cordons littoraux faits de blocs de diabase

Nous avons vu que la plateforme littorale de Gipshuk est située dans la partie interne de l'Isfjord, à la confluence du Sassenfjord et du Billefjord (fig. 10-4). C'est un élément de strandflat essentiellement rocheux. La nature particulière du soubassement (diabase) a marqué de son empreinte tant les cordons anciens que le cordon actuel (photo 24).



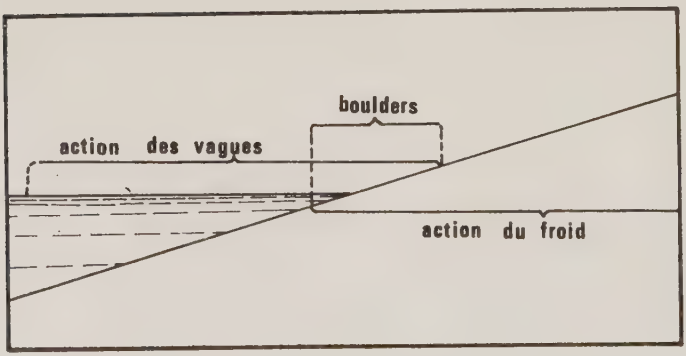


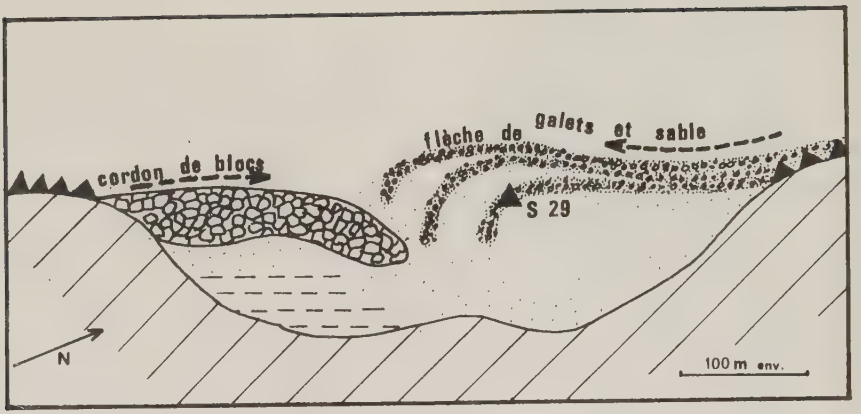
Fig. 10-4 - Cordons de boulders sur une plateforme de diabase, d'après Fevling-Hanssen.

De gros blocs de diabase, très arrondis (500 mm et plus), représentent l'essentiel du matériel de la plage actuelle. Aux blocs se mêlent de petits cailloux de calcaire carbonifère dont le diamètre ne dépasse pas 50 à 100 mm. Ce mélange est remarquablement constant. La diabase ne fournit pas de petits éléments ; quant au calcaire, il ne se débite jamais en gros blocs, mais les petites plaquettes sont très abondantes car la source d'alimentation est proche. C'est la falaise de calcaire gélif qui remplace le soubassement de diabase à l'Est du Cap Gipsvikodden. A noter aussi que cette côte est très exposée aux tempêtes fréquentes qui parcourent l'Isfjord et que c'est donc un milieu très battu.

Le même aspect de cordon littoral à gros blocs arrondis de diabase auxquels se mêlent de petits galets calcaires se retrouve sur le strandflat émergé où on compte plusieurs alignements de blocs à des altitudes comparables à celles des plages soulevées de la région (vers 15 m, 20 m, entre 25 et 35 m, entre 45 et 55 m et, secondairement, des cordons moins bien développés vers 10 m et vers 5 m). Ces cordons littoraux, actuels ou fossiles, représenteraient ce que Feyling-Hanssen (1952) appelle des "conglomérats formés in situ", sous l'effet coordonné de deux processus : l'éclatement par le gel et l'action des vagues.

L'éclatement par le gel est à l'origine des blocs mais les laisse pratiquement en place. Le gel de l'eau dans les fissures fait éclater le substrat rocheux en blocs parallélépipédiques. Les vagues ne les transportent pas, leur poids étant prohibitif, mais elles les arrondissent sur place et les blocs anguleux deviennent des "boulders". Le résultat est la formation d'un cordon de blocs arrondis, malgré l'absence de transport.

Les boulders ne peuvent se former que dans la zone où l'action du gel et l'action des vagues se superposent, c'est-à-dire dans la zone intertidale (fig. 10-4). Sous la limite de la basse mer, il n'y a pas de boulders car les vagues, seules, sont inaptes à détacher les blocs du soubassement ; au-dessus de la limite de la haute mer il n'y a pas de boulders car les blocs déchaussés par le gel restent



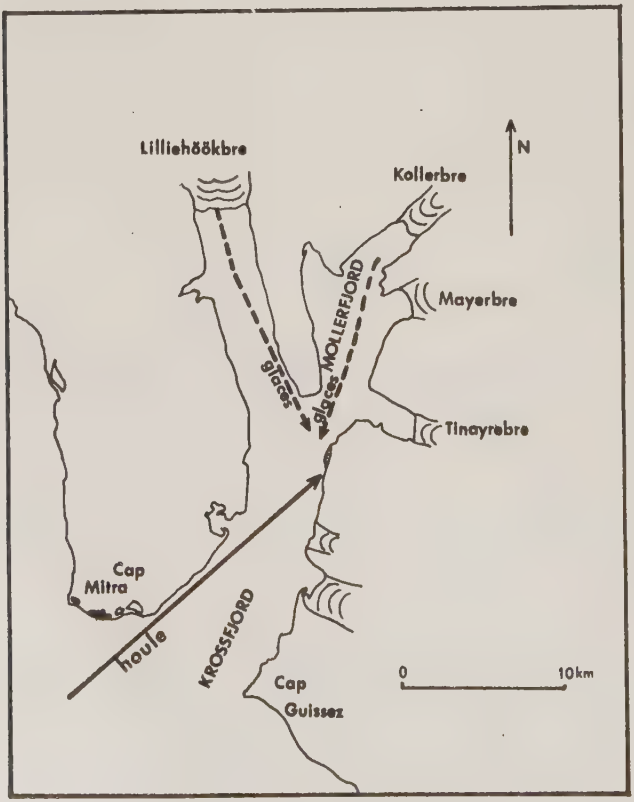


Fig. 10-5 - La flèche de blocs de la hutte Zoë.

anguleux. Il est possible que le pied de glace aide au déchaussement des blocs, en favorisant l'emprise et la pénétration du gel.

Quoiqu'il en soit, c'est là un résultat original d'une action commune du gel et des vagues.

4.1.3.3 - La flèche de blocs de la hutte Zoë (Krossfjord) (fig. 10-5 et photo 25).

Au Sud de la Pointe Fanciulli, les falaises verticales, hautes de 10 m, sont taillées dans des micaschistes et quartzites diaclasés et hachés de fractures que la mer élargit et transforme en grottes. Un cordon de gros blocs prend naissance contre la falaise et s'oriente vers le Nord, comblant ainsi un léger rentrant de la côte où stagne une lagune à demi-asséchée. Les blocs ont en moyenne 70 cm de diamètre, mais beaucoup dépassent le mètre ; très anguleux, ils sont formés de matériel local, à part quelques erratiques de granite et de gneiss qui, eux, sont très émoussés.

Prenant naissance sur le cône de déjection du torrent de la hutte Zoë, une deuxième flèche qui se dirige,elle, vers le Sud, vient rencontrer et même doubler par l'extérieur la flèche de gros blocs. Cette deuxième flèche ne pose pas de problèmes particuliers : ses crochets recourbés sont classiques, sa granulométrie est normale.

A la station Kro. S 29, les mesures d'indices d'émoussé effectuées ont donné les résultats suivants :

Médiane 170 Maximum 680 Minimum 40

Cet émoussé médiocre ne saurait étonner dans un fjord relativement bien abrité. Le cordon est mis en place en été suivant des processus azonaux.

Par contre, l'existence du cordon aux gros blocs pose un problème. Une constatation s'impose : la disposition est de type marin ; légèrement décollé de la côte, la levée progresse vers le Nord comme si un courant de dérive de secteur Sud l'avait mise en place.

Mais deux objections s'élèvent contre une interprétation azonale :

- La taille énorme des matériaux n'est pas en rapport avec les forces atténuées qui s'exercent dans le fjord.

- L'absence d'usure des blocs.

Un fait est certain, c'est que la falaise subit une gélivation particulièrement intense dans le secteur de départ du cordon e manifeste une aptitude à se désagréger sous forme de gros blocs. Mais pourquoi ces blocs subissent-ils un déplacement ?

Deux hypothèses viennent à l'esprit :

L'emplacement de la flèche correspondrait à un point de rassemblement des glaces de dérive sortant du Lillihoëkfjord et du Möllerfjord, rabattues à la côte à cet endroit par la houle de Sud-Ouest, entrée dans le Krossfjord (fig. 10-5). Ces glaces de dérive, accumulées par la houle en "push-ice", repousseraient devant elles les blocs pour en faire un cordon. On peut objecter à cette hypothèse qu'il faudrait à la houle, même aidée par les glaces flottantes, une force de poussée hors de proportion avec les forces atténuées qui s'exercent dans le fjord.

Aussi adopterons-nous plutôt une deuxième hypothèse qui fait intervenir le pied de glace. Les blocs, détachés par gélivation, tombent de la falaise sur le pied de glace dans lequel ils s'incrustent, ou bien glissent jusque sur la banquise sur laquelle ils se déposent en fin de course.

Quand la banquise et le pied de glace se cassent, les blocs, emprisonnés dans leur radeau de glace, ont acquis de ce fait une certaine flottabilité. La débâcle des radeaux peut se produire au début du dégel mais peut-être aussi pendant le pléni-glaciel à l'occasion de dégels temporaires. Il a été constaté dans certaines régions (Plage de Sept-Iles, Canada, Y. Moign, 1972) que le pléniglaciel est loin d'être une saison d'immobilité.

Les radeaux sont soumis au mouvement de la houle qui peut continuer à s'exercer sous forme atténuée même en hiver pendant les périodes où la banquise n'est pas continue. Ils tendent à progresser selon une direction résultant à la fois du plus grand fetch du Krossfjord et de l'orientation S.W - N.E des houles efficaces. Ils se

mettent donc en place comme le feraient les matériaux poussés par une dérive littorale. Quand ils fondent, les blocs, eux, restent là où la glace les a portés.

Le résultat est la mise en place progressive d'un type de cordon tout à fait exceptionnel : un cordon d'hiver qui n'est fonctionnel que pendant la saison froide, alors que les cordons habituels sont des constructions de l'été.

Tous ces littoraux dans les blocs ont ceci de commun que l'action de la mer seule ne saurait justifier leur modelé. Il faut qu'elle reçoive l'aide efficace d'un processus périglaciaire (gel ou glace).

4.2 - Les cordons à gros galets d'origine morainique

Ils barrent des étendues marécageuses en aval des anciennes vallées glaciaires complètement ou partiellement déglacées. Ces cordons se sont nourris aux formations morainiques et sont formés en majorité de très gros galets parfaitement émoussés. (photo 26)

4.2.1 - En avant du Glacier Ammas (Amsterdamöya) (fig. 4-2).

Le Glacier Ammas se termine par une falaise de glace* qui domine une zone basse et lagunaire. Sa position de retrait laisse apparaître sur ses flancs (surtout le droit) des vestiges de moraine latérale-frontale.

Le grand cordon qui ferme la vallée prend naissance dans la moraine de rive droite. Vers le Nord-Ouest, le matériel perd son allure morainique pour prendre un façonnement marin.

---

* Il est curieux de voir des falaises de glace verticales au front de ce glacier qui ne se jette pas à la mer. Est-ce en rapport avec une disparition très rapide de la partie aval ?

Les galets, empilés sur 2 m de hauteur, sont très gros (200 mm en moyenne et souvent davantage) et remarquablement émoussés.

Pour effectuer les mesures de la station Am. S 13, il a fallu choisir la catégorie (62-80 mm) qui est celle des galets les plus petits du cordon. Malgré leur excellent émoussé :

Médiane 500 Maximum 770 Minimum 100,

ils ne rendent pas parfaitement compte de l'usure remarquable des plus gros.

L'absence de galets éclatés explique la valeur assez forte du minimum.

Mais, quoiqu'il en soit, ces observations et mesures sont la preuve éclatante que des galets marins parfaitement émoussés existent en région périglaciaire.

Pour que la mer puisse ainsi transformer le matériel morainique hétérométrique en un cordon de galets roulés, il faut trois conditions :

- Une bonne exposition à la houle. On peut noter l'efficacité de cette dernière malgré le temps mort hivernal.

- Une réserve de matériaux fournis par la moraine frontale qui préfigure le cordon et que la mer façonnera pratiquement sur place.

- Que cette moraine soit abandonnée par le glacier, qu'elle soit devenue une forme fossile.

La nécessité de cette dernière condition est attestée par le fait que la moraine frontale du Glacier Retzins, voisin, n'est pas façonnée en cordon pour la seule raison qu'elle est encore fonctionnelle et approvisionnée sans cesse en matériel frais.

4.2.2 - A Dansköya, le cordon des "20 Morts"* (fig. 4-2)

Sur la face Nord de l'île, un cordon barre la plaine marécageuse qui occupe l'emplacement d'un glacier totalement disparu.

---

* Nous l'avons ainsi désigné après y avoir découvert une vingtaine de squelettes.

Les galets et les blocs sont énormes (en moyenne entre 400 et 1000 mm de diamètre). On imagine mal la mer transportant de si gros éléments sur de grandes distances et il est plus raisonnable de supposer qu'elle les a façonnés sur place. Cette hypothèse est confirmée par l'existence d'un lambeau de moraine non remaniée au point d'enracinement occidental du cordon. La situation est donc la même que celle du Glacier Ammas : une ancienne moraine frontale transformée en cordon de galets.

Le même problème s'est posé à propos de la morphométrie des galets. Les mesures ont été effectuées sur les petits galets de bas de cordon (catégorie 42-60 mm) :

	Médiane	Maximum	Minimum
Dansk 510	340	580	70

La médiane d'indice d'émoussé des gros galets aurait certainement été meilleure, mais il fallait se limiter à certaines dimensions pour permettre les comparaisons.

On peut remarquer que l'émoussé (340) est plus faible que celui du Glacier Ammas (500). La côte Nord de Dansköya est moins battue que celle d'Amsterdamöya.

4.2.3 - A Danssköya, le "cordon Ouest" au Sud de Kobbefjorden (fig. 4-2).

On retrouve une situation identique à celle des deux cas précédents : un puissant cordon, barrant un marécage, au débouché d'une large vallée.

Il prend son appui et sans doute son alimentation sur le flanc Nord de la vallée dans du matériel d'allure morainique. Les blocs, très gros et anguleux dans le secteur de démarrage, font place progressivement à des galets bien émoussés, de longueur moyenne 300-400 mm, empilés en un cordon très redressé.

Ils sont aussi bien émoussés que ceux d'Amsterdamöya, mais la même question se pose dans la recherche de petits galets de dimensions comparables à ceux récoltés habituellement. Nous avons dû nous contenter de 50 galets (62-80 mm)

	Médiane	Maximum	Minimum
Dansk S 14	360	600	150

Ici aussi, les nombres correspondent mal au magnifique émoussé des gros galets du cordon. Celui-ci, exposé aux fortes houles d'Ouest, est en tous points comparable à celui du Nord de Amsterdamöya.

Ces exemples montrent que l'océan, bien que non fournisseur de la matière première, peut, dans le temps relativement réduit des saisons estivales, fabriquer sur place des cordons aux formes typiquement marines et aux galets parfaitement émoussés. Cependant, les formes que nous venons d'étudier présentent toutes, à des degrés variables, des caractères hérités du fait qu'elles sont situées en zone froide.

Nous allons voir qu'il existe aussi des formes d'accumulation littorale où la part glacielle est négligeable puisque chaque été, après la disparition de caractères éphémères, on retrouve des formes analogues à celles de n'importe quelle zone climatique dans un matériel au façonnement aussi marin que celui de n'importe quel littoral du monde.

5 - LES ACCUMULATIONS DE TYPE AZONAL

5.1 - Les cordons qui bordent les strandflats

5.1.1 - Les grands cordons qui frangent les caps (fig. 10-6)

Les caps Mitra et Kvadehuk sont bordés par les cordons de galets les plus continus que nous ayons observés au Spitsberg.

5.1.1.1 - Le cordon du Cap Mitra

Il est le plus long et le plus puissant. Il borde le cap sur toutes ses faces. La côte est violemment battue par la houle et le cordon, très redressé, atteint environ 5 mètres de haut.

C'est un magnifique empilement de très gros galets, très émoussés. Les mesures faites sur les catégories habituelles (calcaires

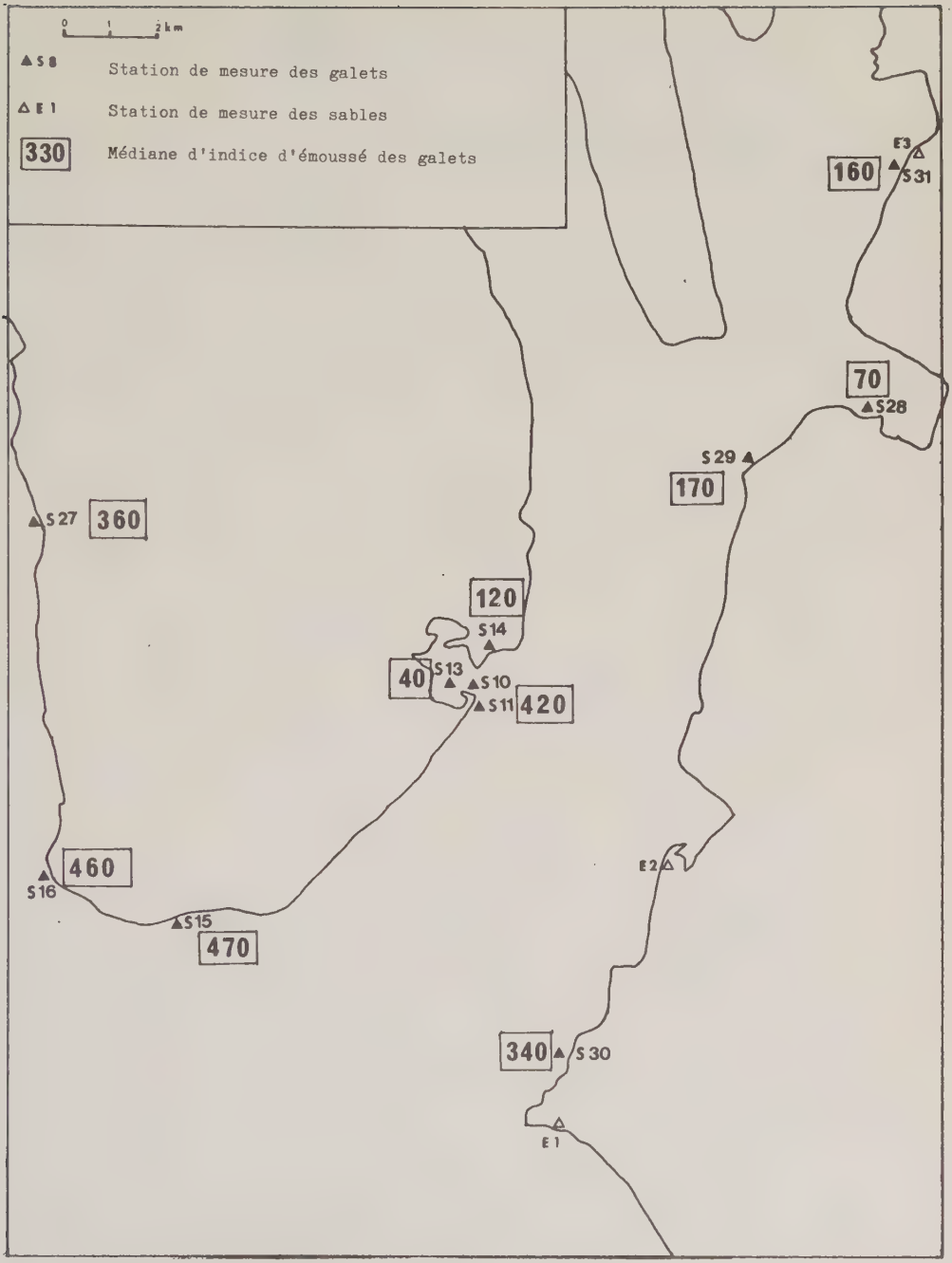


Fig. 10-6 - Les stations d'étude des galets et des sables (Krossfjord et Cap Mitra).

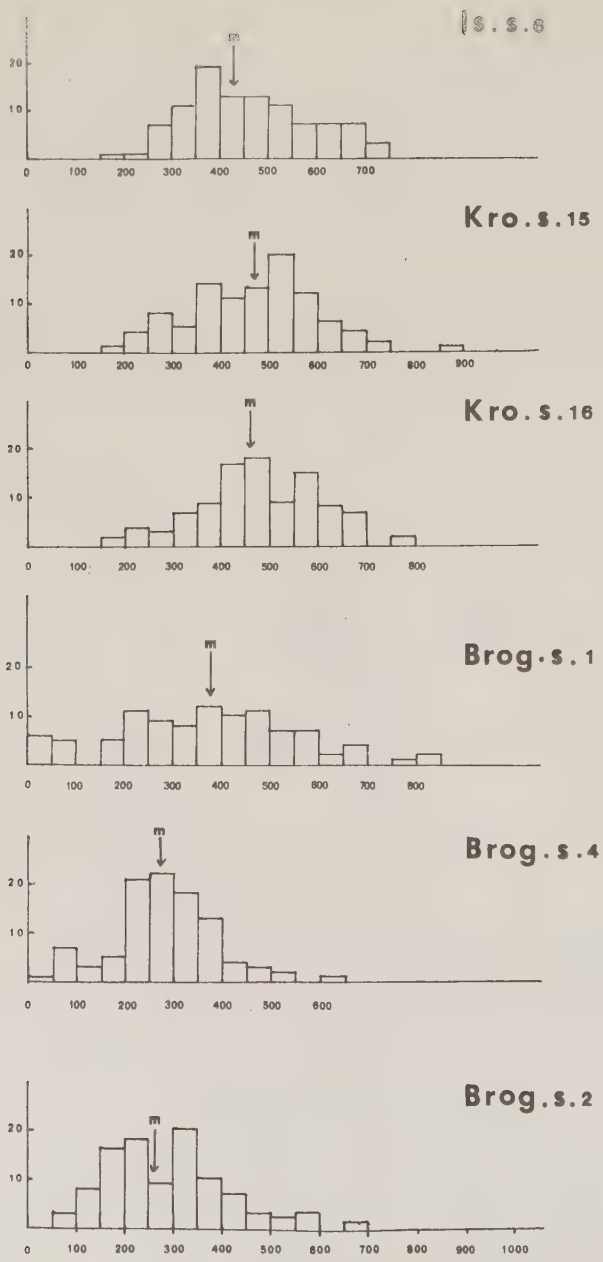


Fig. 10-7 - Histogramme d'indices d'émoussé de galets des cordons de bordure de strandflats.

de longueur 42-60 mm, sont insuffisantes pour rappeler l'excellent émoussé d'ensemble (fig. 10-7).

	Médiane d'indices d'émoussé	Maximum	Minimum
Kro, S. 15 - Face Sud	470	880	170
Kro, S. 16 - Face Sud-Ouest	460	760	180
Kro, S. 27 - Face Nord-Ouest	360	880	6[illegible]

Parmi les galets arrondis, on peut voir des blocs anguleux, fraîchement détachés sans doute des récifs qui frangent la côte. Au cours des tempêtes de grande marée, ces blocs sont projetés sur le haut du cordon et ils y restent, car, roulant difficilement, ils ne sont plus repris par la mer.

Le cordon fait office de barrage. Les loc'h ainsi formés sont plus développés sur la côte Sud en raison du sens d'écoulement des rivières les plus longues. L'écoulement vers la mer se fait par percolation entre les galets et par d'étroites rigoles à travers le cordon.

Par tempête, la mer peut franchir le cordon si on en juge par les épandages de galets frais sur le revers et par les bois flottés rejetés dans les loc'h en l'absence de toute passe. Il n'est pas exclu que des passes temporaires se creusent, mais, au moment des observations, il n'y en avait pas.

5.1.1.2 - Le cordon de Kvadehuk

C'est une réplique de celui du Cap Mitra. La principale différence vient du fait qu'ici les lagunes sont plus nombreuses et les passes mieux marquées. Cependant, leur existence est éphémère.

Formes et dimensions des lagunes sont variables dans le temps. Par exemple en 1965, l'une d'elles était entièrement comblée par les alluvions fluviatiles ; une autre est restée prise par les glaces pendant tout l'été ; la lagune la plus occidentale de la face Nord communiquait avec la mer par une large passe mais l'écoulement des autres se faisait à travers les galets de cordon. Or il suffit de modifications dans le tracé des passes pour que les contours et l'aspect des lagunes se transforment.

La levée a l'aspect habituel des cordons du Spitsberg : gradins de marée à petits galets dans la partie inférieure, puis, au-dessus, une crête de tempête à très gros galets et, en arrière, une ou plusieurs crêtes semi-fossiles, parsemées de bois flottés.

Les indices d'émoussés calculés sur des lots de 100 galets calcaires de diamètre 42-60 mm ne sont pas excellents, car, exceptionnellement, une grande quantité de galets sont fractionnés par le gel (ce calcaire se montre particulièrement gélif). L'écart entre maximum et minimum est significatif à cet égard (fig. 10-8).

	Médiane	Maximum	Minimum
Brog. S. 1 (près de Kongsfjordneset)	380	820	10
Brog. S. 2 (entre les deux grandes lagunes de la face Nord)	260	670	60
Brog. S. 3 (à l'extrême pointe)	300	650	100
Brog. S. 4 (à l'Ouest, près de la rivière)	260	600	40

5.1.2 - Les cordons discontinus de la côte à écueils

Dans les secteurs très battus de la côte à écueils, les basses falaises rocheuses sont envahies par les accumulations de galets. Au Nord de l'île du Prince Charles, la plateforme à écueils se termine à la mer par de petites pointes rocheuses de grès-quartzite résistant reliées l'une à l'autre par des cordons de galets. Les multiples îlots et écueils servent de point d'ancrage pour toutes sortes de mini-accumulations. Le résultat est un littoral très tourmenté où les formes d'accumulation, aussi actives que variées, se mêlent intimement aux multiples formes d'érosion de la falaise rocheuse.

Le même type de plateforme à écueils et à cordons se retrouve à l'extrémité méridionale de l'île.

Le Sud du strandflat de Daudmannsöyra, lui aussi, est bordé par une côte à écueils aux caractères similaires. Les cordons plaqués contre les basses falaises rocheuses, ou reliant entre eux les écueils, sont très puissants, très redressés et l'indice d'émoussé témoigne

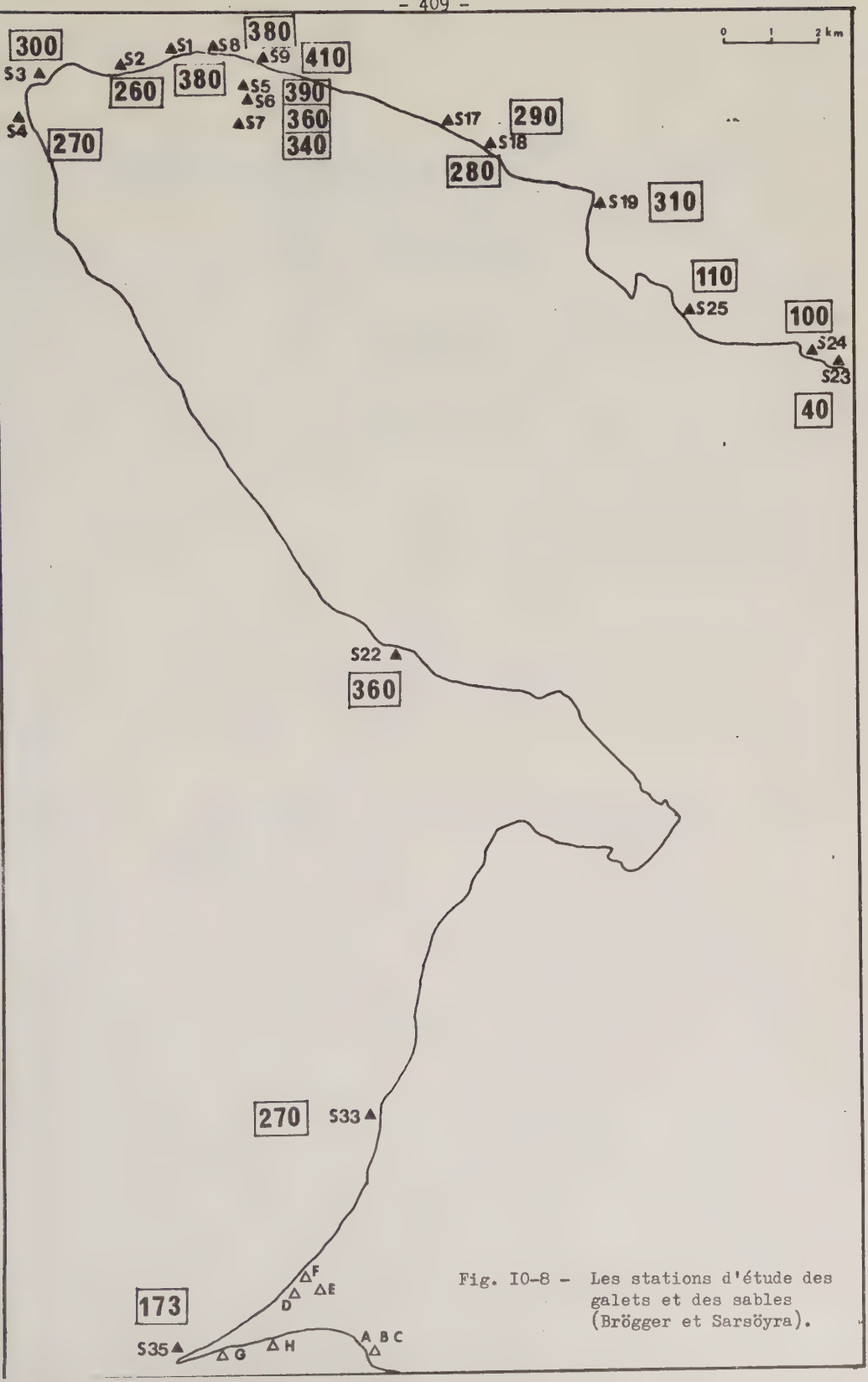


Fig. I0-8 - Les stations d'étude des galets et des sables (Brögger et Sarsöyra).

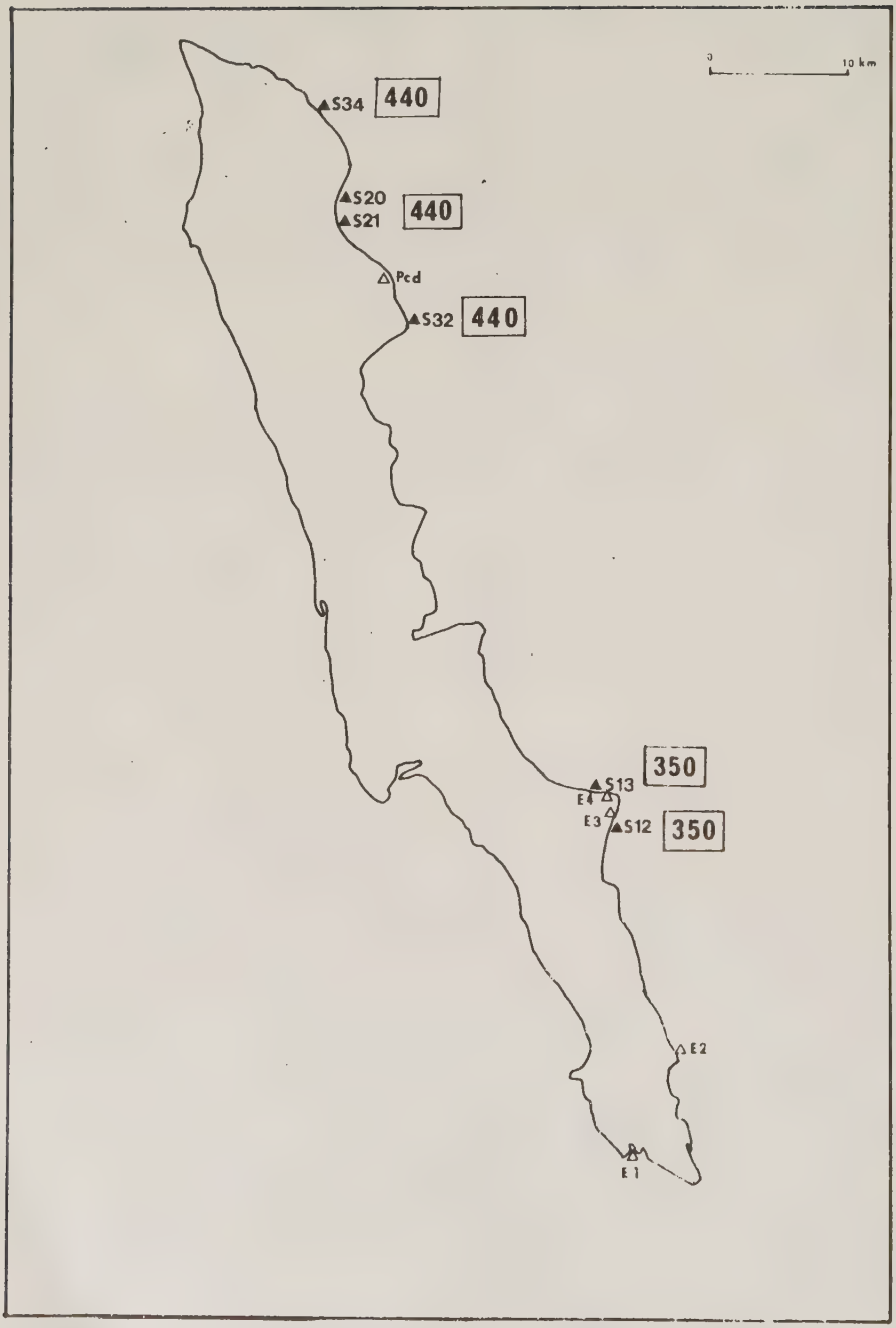


Fig. 10-9 - Les stations d'étude des galets et des sables de l'Ile du Prince Charles

d'une bonne usure du matériel :

Is, S. 6 (100 galets calcaires de longueur 42-60 mm) au Cap Scania

Médiane d'indices d'émoussé : 430 ; Maximum : 710 ; Minimum : 190.

Cependant, là encore, l'indice ne rend pas parfaitement compte de l'usure extraordinaire de ces gros galets ronds.

5.1.3 - Les cordons et les plages au pied des strandflats à falaises (fig. 10-10 et fig. 10-11).

Les falaises sont généralement bordées d'un cordon de galets plus ou moins recouvert par la mer à marée haute. Dans certains cas, la plage bordière n'est qu'un élément secondaire de la côte à falaises dont elle dépend étroitement ; dans ce cas nous n'avons pas cru devoir dissocier dans notre étude la plage de sa falaise. Par contre, dans d'autres cas, bien que la falaise demeure à l'arrière-plan, le cordon prend une importance prédominante. Au fur et à mesure que la falaise s'abaisse, le cordon, qui n'était qu'une forme bordière mineure, devient peu à peu l'élément essentiel, puis exclusif.

5.1.3.1 - Devant Fuhrmeisterstranda et Aberdeenflya (île du Prince Charles).

De Rottenburgpynten en allant vers le Sud, la falaise de Fuhrmeisterstranda est bordée d'un cordon qui devient de plus en plus puissant. Il est formé de plusieurs crêtes successives : en bas les gradins de marée sont façonnés dans les petits galets. On remarque quelques rares croissants de plage. Au-dessus, la crête sommitale du cordon représente une crête de tempête très redressée et formée de gros galets.

En arrière, on compte jusqu'à 4 crêtes fossiles dont la morphologie désordonnée (creux et bosses) est héritée de la fonte du pied de glace. Le cordon prend son extension maximale en bordure des zones déprimées où la falaise disparaît. Ailleurs, il n'a qu'une seule crête fossile.

Cette coupe transversale de cordon est la disposition classique. Tous les cordons étudiés, à de rares exceptions près, se présentaient de cette façon.

Au Sud de Carmichaelpynten, la falaise (5 m de haut) est taillée dans les bancs alternés de schistes et de grès qui représentent le soubassement d'Aberdeenflya. L'érosion différentielle lui a donné un tracé particulier : de petits caps, correspondant aux affleurements de grès (roche relativement dure) alternent avec des anses évidées dans les schistes. La résistance des grès se manifeste également sur l'estran où les bancs restent en relief formant des sortes de chaussées. La mer entasse les galets à l'abri de ces bancs, créant des mini-cordons qui cheminent d'un banc à l'autre. Ces bancs de grès qui accidentent régulièrement l'estran et même la zone immergée représentent un caractère constant de tout le littoral d'Aberdeenflya.

Contre la falaise, les galets sont empilés en un cordon imposant. Très redressé, il est presque infranchissable. Les galets, très gros et très émoussés sur la crête, témoignent d'une action violente de la mer. Le cordon, il est vrai, est exposé à toutes les houles du Nord.

Dans la partie inférieure, les gradins de marée formés de petits galets correspondent à la compétence des mers calmes du moment. Aussi, bien que révélant un bon émoussé, les mesures sont en-dessous de la réalité du façonnement.

Pc, S. 34 (100 galets de grès, longueur 42-60 mm).

Médiane d'indices d'émoussé	440
Maximum	830
Minimum	130

La crête du cordon, n'ayant pas encore été atteinte par les tempêtes d'été ou d'automne, avait gardé son modelé chaotique dû au pied de glace.

5.1.3.2 - A la sortie de l'Adventfjord (fig. 10-10)

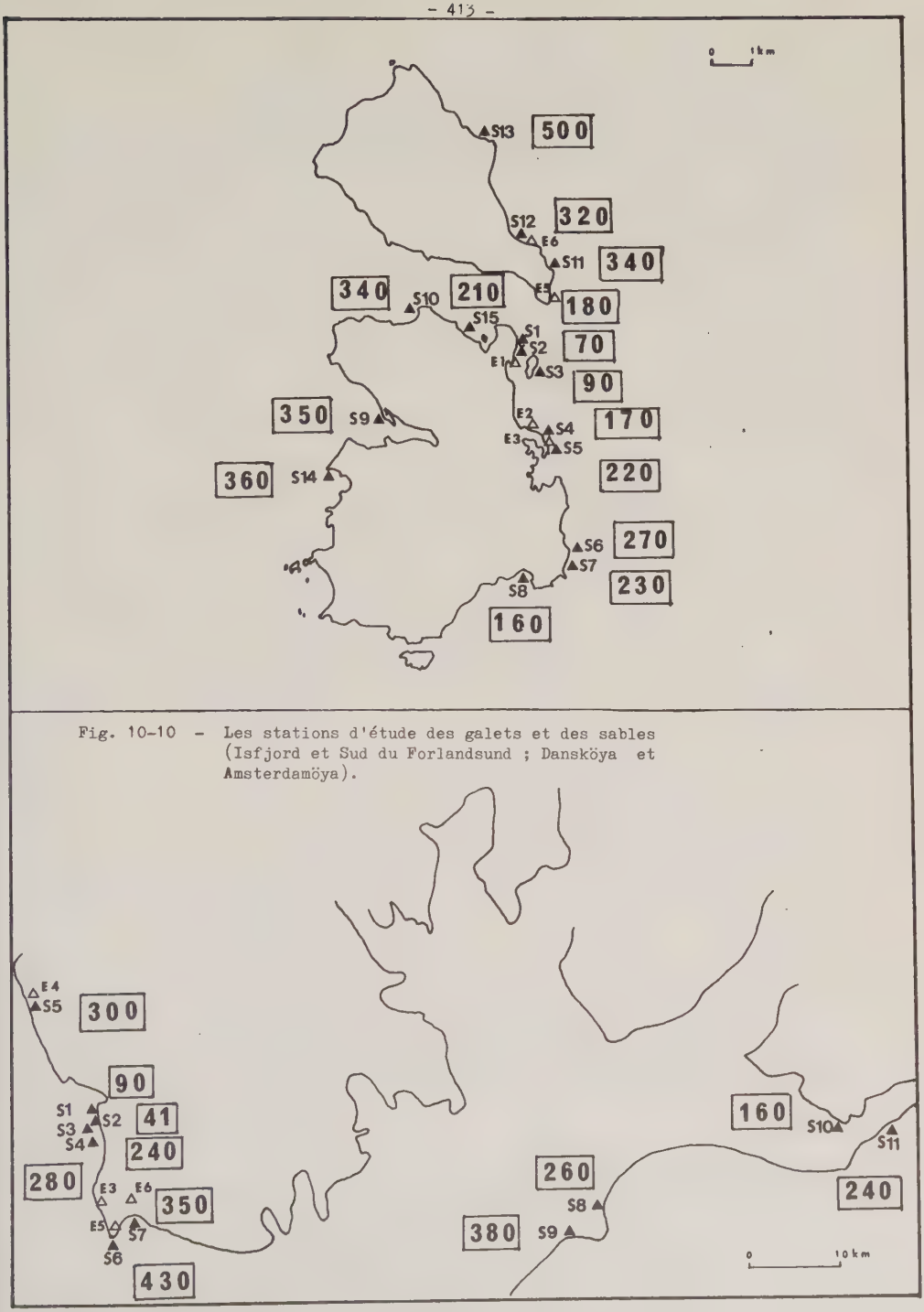


Fig. 10-10 - Les stations d'étude des galets et des sables (Isfjord et Sud du Forlandsund ; Dansköya et Amsterdamöya).

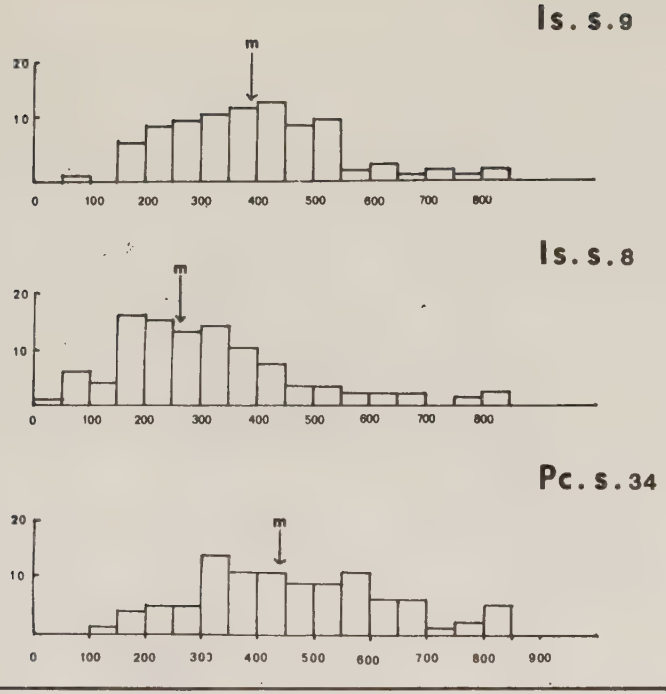


Fig. 10-11 - Histogrammes d'indices d'émoussé des galets de cordons de pied de falaises.

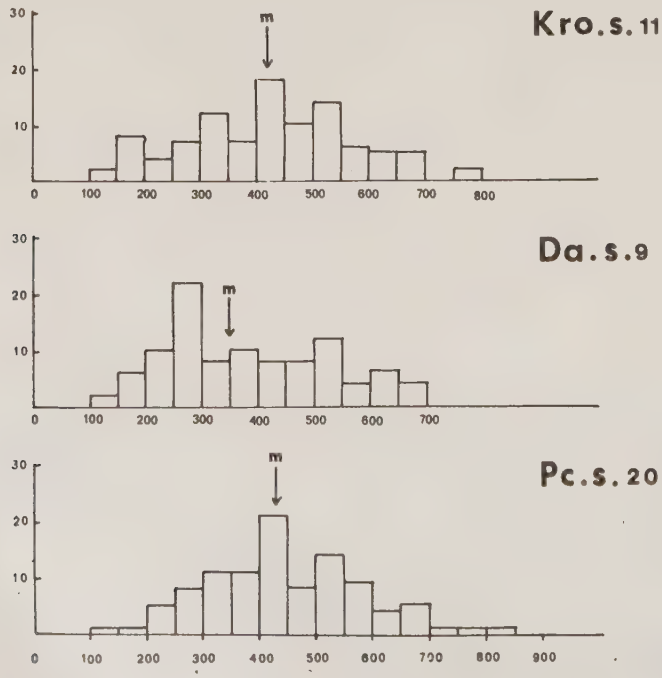


Fig. 10-12 - Histogrammes d'indices d'émoussé des galets de flèches de fermeture de baie.

A Revneset un cordon bien développé est plaqué contre la basse falaise. Il est formé d'une crête de tempête, déjà à demi-fossile, et parsemé d'une énorme quantité de bois flottés. Les galets sont très gros et très émoussés. Plus bas, ils deviennent petits et sont disposés en gradins de marée. L'impression de bon façonnement se matérialise mal par les résultats car les plaquettes de grès prennent médiocrement l'émoussé.

Is. S. 8 (100 galets de grès, longueur 42-60 mm)

Médiane d'indices d'émoussé	260
Maximum	830
Minimum	38

A Hotellneset le cordon est également plaqué contre la basse falaise, dans la même situation de côte très battue qu'à Revneset, mais sur l'autre rive du fjord.

Is. S. 9 (100 galets de grès, longueur 42-60 mm)

Médiane d'indices d'émoussé	380
Maximum	850
Minimum	83

5.2 - Les flèches de fermeture de baie (fig. 10-12)

Ce type d'accumulation se rencontre à deux échelles différentes, l'une de l'ordre de l'hectomètre et l'autre du kilomètre.

5.2.1 - Les formes mineures

Les flèches de Bouréeneset (Krossfjord), de Bjonahamna (Tempelfjord) et des côtes Est et Ouest de Dansköya sont du même ordre de grandeur. Elles constituent un ensemble de formes que nous avons appelées mineures.

5.2.1.1. - La flèche de la lagune orientale de Dansköya (fig. 4-2).

La grande lagune qui échancre la côte Est, par ailleurs régulière, est partiellement close au Nord par une presqu'île que borde un cordon et que prolonge une flèche à pointe libre.

Le cordon est formé de sable et de galets ; bien qu'exposé aux houles du Nord-Est dont la puissance est attestée par l'abondance des troncs échoués sur le cordon, cette levée possède des galets médiocrement émoussés.

	Médiane	Maximum	Minimum
Dansk S. 4	170	560	40
Dansk S. 5	220	450	40

Cette dernière mesure est réalisée à l'extrémité de la flèche à pointe libre dont les trois crochets se recourbent vers la lagune. Sur la face de la flèche orientée vers la lagune, l'aspect des graviers au façonnement pratiquement nul s'oppose à celui des galets de la face marine.

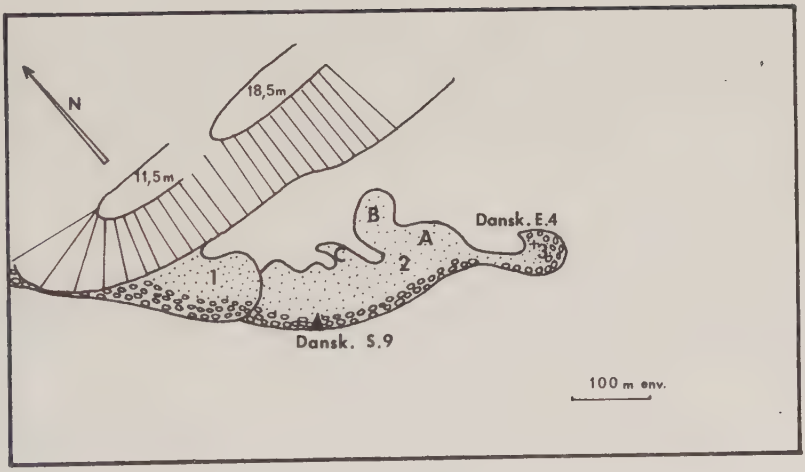
Deux échantillons de sable ont été analysés (E2 prélevé dans une partie à prédominance sableuse du cordon et E3 à l'extrémité méridionale).

	Médiane	So	Nu	Co3 Ca
E2	0,375 mm	1,53	100 %	0 %
E3	0,192 mm	1,62	100 %	0 %

Le classement est excellent et les deux courbes sont régulières, bien redressées et d'allure identique malgré le décalage de E3 vers les éléments plus fins (le sable est plus fin à la pointe) (fig. 4-2). L'absence d'usure des grains est à rapprocher du médiocre émoussé des galets. La force de la mer se limite au triage des sables.

5.2.1.2- La flèche de Kobbefjorden (fig. 10-13)

Le Kobbefjord (Dansköya) est partiellement barré par une flèche à pointe libre qui est amarrée sur la rive Nord. Aucune accumulation ne lui fait face sur l'autre rive. La direction de la flèche prolonge celle de la côte et il est évident qu'elle fut mise en place par une dérive NW-SE. Elle tend ainsi à fermer le fjord mais elle est loin



0-13 - La flèche de Kobbefjorden.

d'y parvenir. Elle progresse sous l'effet de la houle, mais c'est aussi cette dernière qui l'empêche de fermer complètement la baie. En effet on ne peut pas évoquer le rôle d'un courant de vidange, dans cette anse où ne se jettent ni glacier, ni rivière. Les actions contradictoires de la houle se matérialisent par le tracé tourmenté de la flèche.

Au Nord, avant que ne se détache la flèche à pointe libre proprement dite, un premier cordon de gros galets prend son départ sur l'alignement des blocs qui frangent la fausse falaise du Cap de Geer. Il isole une lagune. Son extrémité méridionale, formée de trois crochets courbes, a cessé d'être libre. Elle rejoint une ligne de hauteurs aplanies à 18,5 m et 11,5 m où l'on a trouvé de nombreux galets roulés. Le remaniement par la mer n'exclut pas une origine morainique (ancienne moraine latérale d'un glacier occupant le Kobbefjord). C'est à leur niveau que la flèche à pointe libre prend naissance. Nous avons distingué trois secteurs (fig. 10-13).

Le secteur 1 est formé de gros galets sur le versant externe et de sable du côté interne. Il s'est développé à l'abri d'un rentrant de la côte, dans le même sens que les forces dominantes du NW. Dès qu'il a perdu sa position d'abri, sa progression s'est arrêtée.

Le secteur 2 est une combinaison entre les forces du NW qui continuent à se faire sentir et celles de l'W, du SW et même du SE qui les modifient ou les contrarient. C'est ce qui explique les crochets A et B, ainsi que la petite contre-flèche C. Ces crochets sont très plats et formés de sable (dimensions granulométriques adaptées à la faible compétence des forces venant du fjord). Le contraste est total avec le front marin du cordon, très redressé jusqu'à une hauteur de 4 m environ (dont 2 m au-dessus du pied de glace encore partiellement en place à la mi-juillet). Le contraste est total aussi sur le plan granulométrique. Le cordon est formé de blocs tellement énormes (beaucoup dépassent 500 mm et plusieurs 800 mm) qu'on peut penser que la mer a utilisé des matériaux morainiques trouvés sur place. En tout cas, elle les a parfaitement polis. Et l'indice d'émoussé des galets de diamètre 62-80 mm est

une sous-estimation de l'émoussé général.

	Médiane d'indices d'émoussé	Maximum	Minimum
Dansk, S. 9	350	670	110

Le secteur 3 est nettement séparé du précédent par un passage que doit emprunter la mer par grandes marées. Son flanc externe, y compris la pointe libre recourbée, est fait de gros galets, alors que la partie interne est sableuse. Le sable en est très bien trié, mais les grains ne sont pas usés.

	Médiane	So	Co3 Ca	Na
Dansk, E.4	0,225 mm	1,22	0,6 %	91 %

Le recourbement de la pointe se fait sous l'action du plus grand fetch du fjord (SE-NW).

5.2.1.3 - Les flèches de l'anse de Bouréénesen

L'anse de Bouréénesen, partiellement fermée par une flèche à pointe libre, reste cependant largement ouverte sur le fjord. Cette flèche de fermeture s'oppose par son ampleur relative et son matériel de façonnement marin aux formes d'accumulation atrophiées mises en place à l'intérieur de l'anse.

La grande flèche de fermeture (fig. 10-14) démarre exactement dans le prolongement du cordon de pied de falaise ; elle est alimentée comme lui par une puissante dérive SW-NE ; il n'y a aucune démarcation entre les deux : du cordon on passe à la flèche à pointe libre lorsque la côte dessine un rentrant à angle droit au niveau de l'anse.

En coupe on distingue deux parties accolées : du côté externe, des crêtes mises en place à partir des forces marines et du côté interne, des crêtes mises en place à partir des forces de l'anse. Parmi les crêtes externes, on compte des crêtes fossiles et des crêtes actuelles. En partant des plus anciennes, on traverse 16 ou 21 (si on compte aussi les moins marquées) crêtes fossiles. Elles sont larges, aplanies, formées d'assez gros galets (diamètre 50 à 100 mm) de nature variée : calcaire, quartzite et quelques allogènes de granite. Les galets sont

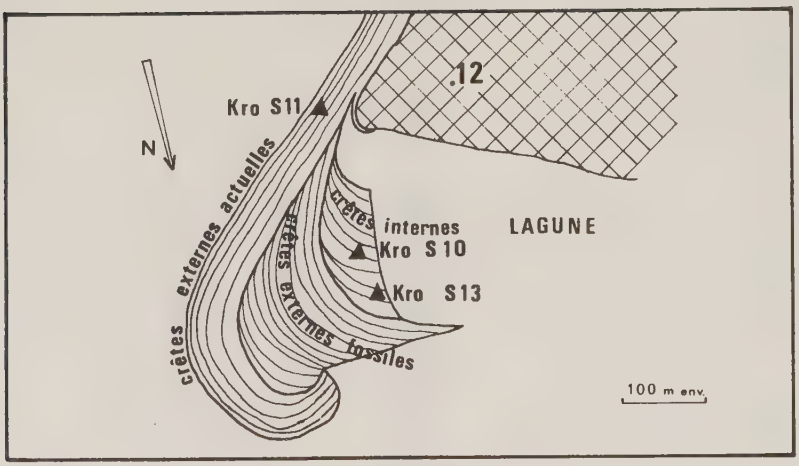


Fig. 10-14 - La flèche de fermeture de l'anse de Bouréeneset.

gélivés et également couverts de lichens comme il est de règle pour les cordons non actifs. Ces crêtes fossiles se terminent en pointe recourbée dans la direction de l'anse.

Les crêtes actuelles sont au nombre de 4. Elles sont parallèles entre elles, recoupent toutes les racines des crêtes fossiles et, en débordant celles-ci par l'extérieur, elles viennent constituer l'actuelle pointe libre à crochets recourbés, qui est la réplique de la pointe fossile. Ces crêtes actuelles sont beaucoup plus redressées que les crêtes fossiles. Elles doivent toutes être atteintes par la mer, du moins en période de tempête, si on en juge par la présence des bois flottés et par l'absence de lichens.

Quelles soient fossiles ou actuelles, les crêtes externes sont constituées de galets d'assez grande taille, à façonnement marin qui s'opposent totalement et brusquement au matériel mis en place à partir de l'anse de Bouréénesets.

Kro, S. 11 , à l'enracinement de la flèche, au sommet de la première crête actuelle : 100 galets calcaires, 42-60 mm.

Médiane d'indices d'émoussé	Maximum	Minimum
420	770	140

Les 8 crêtes internes sont si basses qu'elles sont presque totalement recouvertes à chaque marée haute. Le matériel, très homogène, est presqu'uniquement d'origine locale. Kro, S. 10 : micaschistes 88 %, quartz 6 %, etc... Ce sont de petites plaquettes de micaschistes (diamètre 2 à 5 cm), pratiquement non émoussées et toutes couvertes de vase. Elles ont été mises en place par les forces en action dans l'anse, plus faibles que les forces marines mais non négligeables.

Kro, S. 13 (100 micaschistes, 42-60 mm)

Médiane d'indices d'émoussé	Maximum	Minimum
40	420	0

La comparaison entre les émoussés de S. 11 et de S. 13 est éloquente. Cependant, les résultats perdent quelque peu leur valeur significative car la différence pétrographique entre les deux stations

joue au détriment de S. 13 vu que les micaschistes (seuls représentés sur les crêtes internes) prennent très mal l'émoussé. On peut penser que les galets de micaschiste des crêtes internes évoluent plus par fragmentation que par usure, d'où la présence d'émoussés nuls.

Sur la rive opposée à celle de la grande flèche de fermeture, se trouve une flèche de dimensions réduites (fig. 6-7). Elle est d'une vigueur de formes assez surprenante et prend appui à l'entrée de l'anse. Son existence s'explique par la dégradation rapide de la falaise vive de micaschistes qui l'alimente. La dérive littorale prend en charge les gélifracts micaschisteux qui tombent en abondance sur l'estran. Sans acquérir le moindre façonnement, ils sont déposés peu après dans l'abri de la pointe et forment une flèche recourbée à pointe libre terminée par deux crochets.

Un faux tombolo

La forme la plus originale est en place dans l'alignement de la passe et fait face à la direction du S-E qui est celle du plus grand fetch. Elle présente les allures d'un tombolo ; un îlot pas du centre de l'anse est relié à la côte orientale. En fait il s'agit d'une forme d'accumulation illusoire.

Cette construction n'a de tombolo que l'allure, son origine est totalement différente. Le matériel d'accumulation marine n'est représenté que par un étroit liseré de petits cailloux anguleux (longueur 2 à 5 cm), plaqué contre la face méridionale et qui se termine en pointe libre à deux crochets. Le "tombolo" présente un aspect curieux : il est couvert d'un réseau de figures polygonales, tant sur l'"île" que sur le "sillon".

Certains de ces polygones sont nus, d'autres couverts d'une végétation de mousses et de lichens. La mer recouvre ceux qui sont nus.

Ceci peut être considéré comme la preuve d'une invasion marine de la lagune car, de toute évidence, les polygones ne se forment pas sous l'eau. Le fait que le réseau polygonal ne soit pas totalement détruit démontre qu'il s'agit d'un phénomène très récent.

5.2.1.4 - Les flèches de fermeture de l'anse Bjonahamna

L'anse Bjonahamna, bien que largement ouverte sur le Tempelfjord, possède deux flèches de fermeture qui se font face (fig. 10-15 et 10-16).

La pointe "Bjonapynten"

Le cordon actuel de Bjonapynten, le long du Sassenfjord, n'est que le dernier d'un magnifique ensemble de cordons soulevés (chap. VIII, 5.2). En coupe, on peut distinguer trois éléments :

- Une crête déjà fossile dont le sommet est couronné par de gros galets (plus de 100 mm de diamètre) et dont le flanc externe est tapissé par des galets plus petits (diamètres inférieurs à 40 mm). Elle s'appuie sur l'ensemble des cordons subactuels et elle est peut-être atteinte exceptionnellement par les tempêtes de grandes marées.

- Une crête semi-fossile dont les galets sont disposés de la même façon en fonction de leur taille. Elle doit fonctionner par grandes marées.

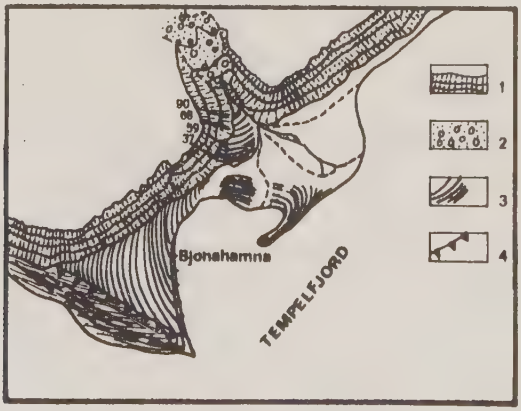
- La zone inférieure des gradins de marée qui seule était remaniée au moment des observations. Les éléments sont de petite taille (graviers et petits galets). La dimension 42-60 mm choisie pour la station de mesures est ici la mieux représentée. L'indice d'émoussé est très médiocre.

	Médiane d'indices d'émoussé	Maximum	Minimum
Is, S. 10	160	520	35

Visuellement, le façonnement semblait bon, mais la médiane est faible à cause de l'abondance des galets cassés (calcaire).

L'extrémité de la pointe est en voie d'accroissement (fig. 10-15) selon un système de crochets poussés alternativement par la dérive du Sassenfjord et par celle du Tempelfjord, et qui mordent ainsi tour à tour les uns sur les autres (même observation à la pointe de Sars). Ce mode de progression semble celui des pointes soumises à deux courants de dérive, opposés et de force équivalente. On peut supposer que l'accroissement est freiné par la présence devant la pointe de

Fig. 10-15 - Bjonapynten ; dessin d'après photographie B. Lunke, 1936.



1 - Versants montagneux ; 2 - Moraines ; 3 - Cordons soulevés ;
4 - Falaise morte entaillée dans les cordons soulevés.

Fig. 10-16 - L'ensemble des flèches de Bjonahamna.

versants sous-marins abrupts et profonds (même observation à la pointe Brandal).

La flèche de fermeture de la rive orientale (fig. 10-16)

Si la zone centrale, très rétrécie, semble menacée de recoupement, la pointe, par contre, est en voie d'élargissement. Elle est formée d'une série de crochets mis en place par le courant de marée qui sort du Tempelfjord. Mais des crochets recourbés en sens inverse s'intercalent entre eux, prouvant que les petites vagues poussées par les vents du N-W, selon le plus grand fetch de l'anse, possèdent une puissance plus forte qu'on aurait pu penser. Ces crochets emprisonnent de petites lagunes.

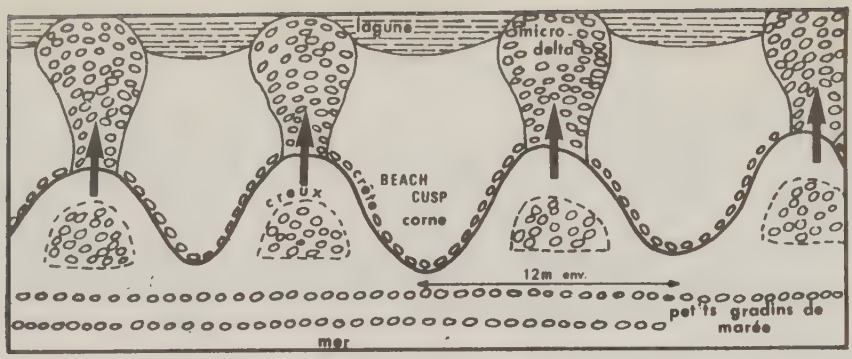
Il est surprenant de constater que les crochets ont une ampleur similaire, qu'ils soient mis en place par les forces issues du fjord ou par celles de l'anse. Ce qui signifierait que les forces en présence sont équivalentes. Cette remarque est confirmée par le fait que les deux levées accolées qui constituent la flèche, l'une du côté de l'anse, l'autre du côté du fjord, sont semblables : même hauteur, même pente, même matériel (petits galets faiblement émoussés).

5.2.2. Une forme majeure : les cordons de Richard Laguna (fig. 10-17).

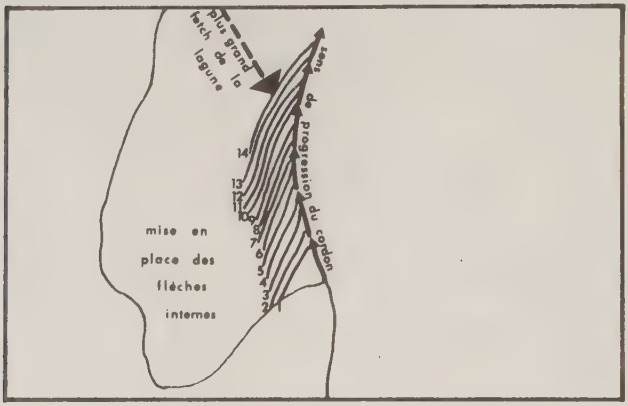
Les cordons qui ferment la lagune Richard ont une ampleur exceptionnelle pour le Spitsberg, puisque la flèche Sud, la plus longue, a 5.700 m de long. La lagune ne communique avec la mer que par une passe étroite (20 m), d'emplacement variable (chap. V, 3.1.2).

5.2.2.1 - La flèche Sud

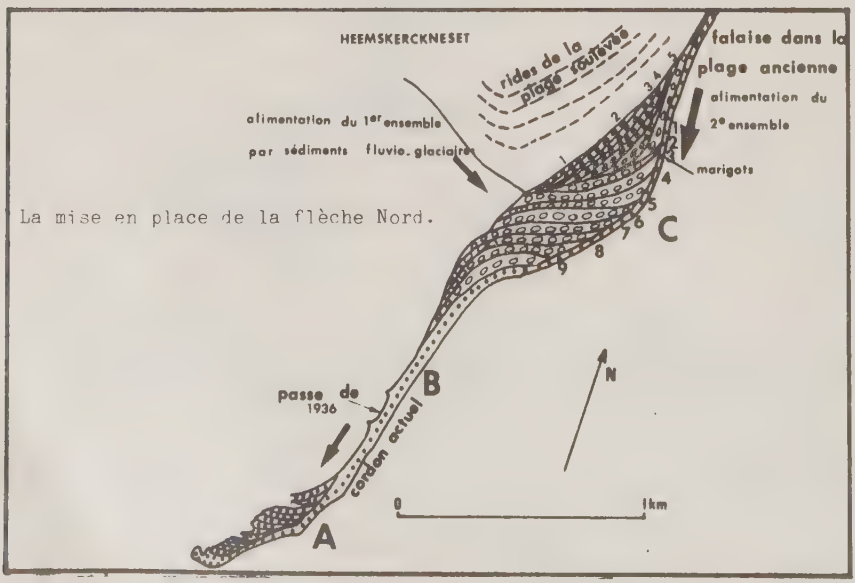
Elle part d'un mammelon rocheux de la Pointe Rottenburg. Elle n'est d'abord que le prolongement du cordon qui ourle la falaise de Fuhrmeisterstranda et reste plaquée contre la côte. Elle se détache de la côte dès que s'échancre la lagune, sans que sa direction s'en trouve modifiée.



Microdeltas sur le revers du cordon de la lagune Richard.



La mise en place de la flèche Sud



La mise en place de la flèche Nord.

Fig. 10-17 - Les cordons de Richard Laguna.

En coupe, face externe et face interne s'opposent. Le revers est en pente plus douce que la côte externe, ce qui est l'inverse des profils habituels.

Le cordon est redressé jusqu'à 4 m de haut. Il est possible que cette raideur soit un caractère zonal en rapport avec l'effondrement des paquets de pied de glace en bas de pente, pendant le dégel ; les gradins de marée habituels sont façonnés dans de petits galets.

La crête du cordon est festonnée de façon régulière par de grands "beach cusps" de tempête (vu leur situation, ils ne sont pas atteints par les hautes mers ordinaires). Ceux-ci sont en rapport avec des micro-deltas de galets construits sur le revers du cordon (fig. 10-17). Lors de la tempête formatrice des beach cusps, la mer franchirait la crête du cordon par le creux des croissants qui forment d'ailleurs autant d'ensellements dans la crête du cordon. Les galets, ainsi entraînés, sont projetés au-delà de la crête et s'épanchent en micro-deltas s'avançant dans la lagune en forme de cônes aplatis. Sur presque toute sa longueur, la flèche méridionale est ainsi façonnée en beach cusps et micro-deltas régulièrement espacés. C'est cette régularité qui rend plausible l'origine hydrodynamique et exclut le façonnement par effondrements du pied de glace. Nous avons observé, en plusieurs endroits, ce dernier phénomène qui laisse dans les cordons des cicatrices analogues aux beach cusps, mais qui ne présente aucun caractère de régularité.

Sur le revers, les micro-deltas se distinguent par leurs gros galets bien émoussés et d'aspect frais, ce qui tend à prouver qu'ils sont réapprovisionnés en cas de tempêtes ou tout au moins drainés par les projections d'eau. Entre les micro-deltas, des éléments plus fins sont remaniés par les vagues de la lagune en petites levées basses de graviers et petits galets.

Cependant, vers le Sud, toute une série de flèches aplaties se branchent obliquement sur le cordon, en forme d'arêtes de poisson. Leur disposition (fig. 10-17) indique un sens de progression du Sud au Nord. Il semble que ce soient des crêtes secondaires mises en place par les vagues de la lagune bénéficiant du plus grand fetch (NW-SE). La

première s'est construite tout à fait au Sud, quand le cordon principal de fermeture était encore très court ; la seconde, au Nord de la première, suivant la progression du cordon vers le Nord et ainsi de suite. Elles n'existent plus dans les 800 derniers mètres de la flèche Sud, là où le fetch est court et la lagune fermée.

Le matériel qui constitue ces crêtes secondaires est à peu près semblable, par sa nature et son émoussé, aux gros galets marins du cordon externe. Cette observation renforce l'hypothèse d'une dynamique puissante dans un milieu ouvert sur le large. En effet, le contraste est total avec les graviers que peuvent charrier actuellement les eaux de la lagune.

Deux stations de mesures ont été faites à titre de comparaison, l'une, Pc, S. 20, au sommet du cordon (à 200 m de la passe) ; l'autre, Pc, S. 21, plus au Sud, sur une crête secondaire fossile (100 galets de grès - roche prédominante et qui prend bien l'émoussé - longueurs 42-60 mm pour S. 20 et 62-80 mm pour S. 21).

	Médiane d'indices d'émoussé	Maximum	Minimum
S. 20	430	800	140
S. 21	440	860	150

On remarque donc que les émoussés sont équivalents.

Toujours pour les mêmes stations, on a recherché les pourcentages de galets fracturés par le gel :

	Gélifractés	Gélifractés et refaçonnés par la mer	Intacts
S 20 cordon actuel	12 %	10 %	78 %
S 21 crête ancienne	73 %		27 %

C'est donc à cause de l'attaque par le gel que l'on découvre une différence entre le matériel du cordon actuel et celui des crêtes fossiles. Plusieurs facteurs favorisent l'attaque par le gel des galets des crêtes fossiles : la glace stationne plus longtemps dans la lagune ; les levées aplaties restent soumises à un milieu très humide favorable

à la gélifraction ; il n'y a pas d'apport de matériel frais comme sur le versant externe du cordon. La gélifraction débite les galets en "rondelles de saucisson" régulières. Ses effets peuvent être d'une rapidité extrême puisqu'il arrive que l'on rencontre sur la plage actuelle de tels galets, aux rondelles préparées, mais non encore dérangées. Nous pensons, comme nous l'avons dit à propos des galets de granite arénisés des îles du Nord-Ouest, que ces galets ont été gélifiés pendant l'hiver et sans doute dans le pied de glace. Ils sont demeurés sur place. Dès que la mer, par grande marée ou par tempête, les atteindra, les rondelles seront dispersées.

5.2.2.2 - La flèche Nord

On peut distinguer trois secteurs dans la mise en place de la flèche Nord (fig. 10-17).

Secteur A - Il représente l'extrémité méridionale de la flèche. Il s'épanouit au sud d'un secteur étroit (B) de l'ancienne passe de 1936, sous forme d'un très beau système de 35 crochets successifs. Ces crochets sont dans l'ensemble bien conservés et s'embranchent sur la crête du cordon suivant un angle assez important (45º) du fait de la migration habituelle du fulcrum (point mort) vers la pointe.

Secteur B - Il est très étroit et étiré. Le cordon y est réduit à sa plus simple expression.

Secteur C - C'est le secteur le plus ancien et sans doute le plus intéressant par la complexité d'un système de longues crêtes bien conservées.

Deux ensembles le constituent, nettement séparés par un fossé occupé par une sorte de marigot.

Le plus ancien de ces ensembles prend appui sur la pointe Heemskerk. D'après la disposition des levées de galets (12 ou 13), il s'est mis en place du Sud vers le Nord. Les crêtes sont aplaties et couvertes de lichens comme le sont habituellement les crêtes fossiles.

Le deuxième ensemble groupe une douzaine de crêtes dont la disposition indique qu'elles ont été construites dans le sens opposé, avec un fulcrum migrant progressivement vers le Sud.

Elles ne sont pas aplaties et sont séparées les unes des autres par des sillons bien creusés et souvent remplis d'eau. La hauteur

et la granulométrie des crêtes sont variables en fonction de la force des vagues formatrices (certaines sont constituées de très gros galets de plus de 200-250 mm). Elles sont branchées obliquement sur la crête du cordon actuel, qui les recoupe toutes et qui a l'aspect classique du cordon très redressé (4 m), à gradins de marée dans les petits galets de bas de pente, et à gros galets émoussés au sommet. Comment expliquer le changement total de direction dans la mise en place des crêtes ? On pourrait envisager l'hypothèse suivante :

Le premier ensemble est une succession de crêtes nourries par le matériel fluvioglaciaire de la lagune et plaquées contre la pointe Heemskerk par la mer.

La naissance du second ensemble est déterminée par un changement d'orientation de la côte. Là où les sédiments fluvioglaciaires cessent de migrer, ce second ensemble se met en place avec une source d'alimentation tout à fait différente provenant de l'attaque extraordinaire de la haute falaise (20 m) taillée dans la plage ancienne d'Aberdeenflya.

On peut noter enfin que tout le système s'étrangle au Nord pour ne plus former qu'une crête unique qui s'appuie contre la plage soulevée d'Heemskerkneset.

5.3. - Les pointes triangulaires

Elles sont nombreuses et se classent dans trois échelles de dimensions. Sur notre terrain, il n'existe qu'une seule forme majeure, de l'ordre du kilomètre , la pointe de Sars, qui a été étudiée dans le paragraphe 3. Trois pointes appartiennent à une catégorie de moyenne grandeur, de l'ordre de l'hectomètre. Enfin, nombreuses sont les formes mineures, de l'ordre de dizaines de mètres dont les plus caractéristiques sont situées dans les îles du Nord-Ouest. Ces dernières sont souvent sableuses, ce qui donne à penser que le granite fournit en abondance la matière première mais que le milieu n'est pas favorable aux accumulations de grande ampleur.

5.3.1 - Les pointes de moyenne grandeur

5.3.1.1 - La pointe triangulaire 'Brandalpynten' (Kongsfjord) (fig. 6-3).

La lagune et les cordons qui la bordent sur deux faces on la forme d'un triangle presque parfait. La troisième face est une falaise calcaire. Il est évident que la pointe est construite par deux courants de dérive de sens opposé à un endroit où le littoral dessinait un angle saillant.

La flèche septentrionale est bien exposée aux influences marines tandis que la flèche orientale, qui bénéficie des apports abondants de la rivière Bayelva, est tournée vers le milieu abrité de l'anse Kolhamna.

L'anse, partiellement comblée par les alluvions fines de la rivière, est bordée par un cordon sableux qui semble le point de départ de la flèche orientale. Pourtant, ce n'est qu'au Nord d'une petite pointe rocheuse que démarre vraiment la flèche. A ce point, le matériel se modifie et les galets deviennent plus abondants parmi le sable. Le cordon est nettement dédoublé : une crête actuelle sur le revers de laquelle les bois flottés abondent et, en arrière, une crête ancienne, de même ampleur mais légèrement plus élevée.

Des traces de trois anciennes passes sont décelables : vestiges de crochets et algues qui parsèment encore les couloirs. Au moment des observations, aucune passe ne subsistait, mais des restes d'embarcation achevaient de pourrir dans la lagune.

Sur la flèche Nord, les galets de grès, prédominants, sont de plus en plus gros vers l'enracinement.

Deux stations de mesures ont été effectuées au même endroit (flèche Est) pour comparer les émoussés des calcaires (A) et des grès (B) (diamètre 42-60 mm) (fig. 10-18).

	Médiane	Maximum	Minimum
Brog. S 19/A	260	810	30
Brog. S 19/B	310	740	30

Les grès prennent mieux l'émoussé.

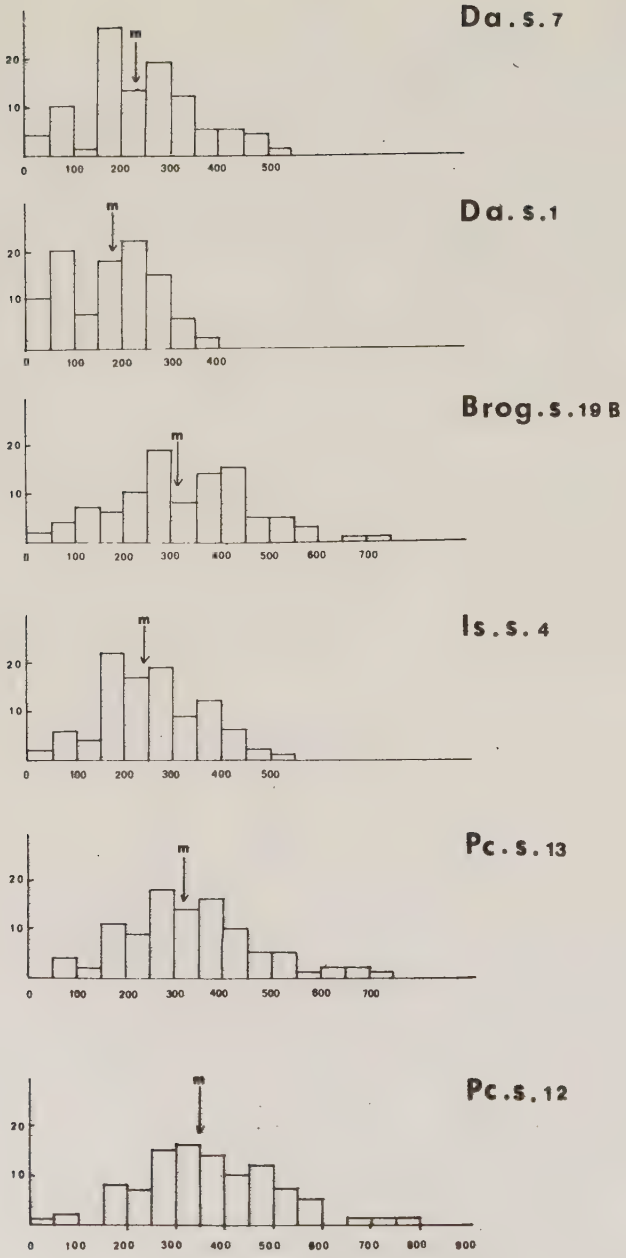


Fig. 10-18 - Histogramme d'indices d'émoussé des galets des pointes triangulaires, des tombolos.

5.3.1.2 - La pointe triangulaire "Poolepynten" (Prince Charles).

C'est une pointe très régulière, enserrant une lagune*. La pointe actuelle n'est que la dernière de toute une série de pointes fossiles et soulevées à divers niveaux, ce qui semble indiquer une grande constance dans la direction des courants de dérive et sans doute aussi un soulèvement très rapide.

Le cordon méridional est plus fourni et plus large que le cordon Nord, alors qu'on s'attendrait à la situation inverse vu que la dérive septentrionale bénéficie d'un approvisionnement abondant en matériel morainique qui fait défaut à la dérive méridionale. Mais la force de la houle venant du Sud est supérieure à celle venant du Nord. A la suite d'une remarque de même type à propos de Brandalpynten, on peut estimer que les forces en action importent plus que la fourniture en matériel.

Deux stations de mesures ont été effectuées (calcaires 42-60 mm) (fig. 10-18) :

- au Sud Pc, S 12	Médiane 350	Maximum 760	Minimum 30
- au Nord Pc, S 13	Médiane 320	Maximum 750	Minimum 70

L'émoussé des galets est donc équivalent au Nord et au Sud. On note une certaine différence en ce que le sable est plus abondant au Nord. Deux échantillons ont été étudiés, tous les deux hétérogènes et grossiers (graviers mêlés au sable).

	Médiane	Co3 Ca	So	NU	SNU	EL
- au Sud Pc, E 3	2,95 mm	36,2 %	6,16	8 %	88 %	4 %
- au Nord Pc, E 4	0,43 mm	21,9 %	1,01	94 %	6 %	

Les teneurs en calcaire sont anormalement fortes, la nature calcaire de nombreux grains ayant faussé la mesure. Le classement est

---

* L'étude sur le terrain a été sommaire.

très mauvais au Sud alors qu'il est excellent au Nord. Curieusement, les grains sont par contre plus émoussés au Sud qu'au Nord. L'échantillonnage est trop réduit pour qu'on puisse en tirer des conclusions d'ordre général.

5.3.1.3 - La pointe triangulaire "Murraypynten" (Prince Charles).

Située juste en face de la Pointe de Sars, c'est une accumulation de galets bien roulés. Elle montre aussi une opposition entre les deux faces.

La flèche Nord-Est est un magnifique empilement de gros galets qui ont débordé vers la lagune par dessus la crête, formant toute une série de mini-deltas (cf. le cordon Sud de la lagune Richard). C'est visiblement la face la plus active de la pointe.

La station de mesure Pc, S 32 a été effectuée sur cette face (100 galets de grès, matériel très largement prédominant, longueur 42-60 mm, voir fig. 10-23).

Médiane	Maximum	Minimum
440	950	40

L'émoussé des galets est donc bon.

La face méridionale est formée de toute une série de crêtes anciennes parallèles. Le matériel, issu de la moraine du Murraybre, est assez mal façonné.

5.3.2 - Les mini-pointes triangulaires des îles du Nord-Ouest (fig. 4-2).

Au Sud-Ouest de l'île Albert

L'île Albert est une colline granitique, haute de 15 m, située au NE de Dansköya. Les rivages sont tracés dans les blocs et les coulées de solifluxion. Dans le Sud-Ouest de l'île, c'est-à-dire dans le secteur le plus abrité, s'est mise en place une accumulation triangulaire de zone d'abri, qui enserre un petit lac'h.

Dansk. S 3 (100 galets de granite 42-60 mm, voir fig. 10-18).

Médiane	Maximum	Minimum
90	440	30

Le façonnement est très mauvais, bien que la pointe triangulaire, en dépit de ses proportions minimes, ait une belle allure marine. La mer met en place les formes plus vite et mieux qu'elle ne façonne les matériaux.

A l'Est du Cap Pikes (fig. 10-18)

Sur la face orientale du Cap Pikes (Dansköya), une petite flèche a été construite suivant une direction parallèle au rivage. Vers le Nord, elle démarre au niveau d'un rentrant de la côte ; elle s'accroche au cours de sa progression à de gros blocs qui ont dévallé les versants et se termine vers le Sud en pointe triangulaire enserrant un petit lac'h.

Deux stations de mesures ont été effectuées (Dansk. S 1 à l'enracinement et Dansk. S 2 à l'extrémité Sud) sur 100 galets de granite 42-60 mm.

	Médiane	Maximum	Minimum
S 1	180	370	30
S 2	70	370	30

L'émoussé est médiocre et même très mauvais au Sud, à cause de la position d'abri de cette flèche qui a grandi "sous le vent".

A l'extrémité d'ailleurs, le sable tend à remplacer les galets.

	Médiane	So	Co3 Ca	NU
Dansk. E 1	0,390 mm	1,45	0 %	100 %

Le classement des sables est excellent, la courbe est régulière et bien redressée.

Nous aboutissons à la remarque déjà formulée ci-dessus à la suite des mesures effectuées sur ce rivage oriental de Dansköya : des forces marines, insuffisantes pour donner un bon émoussé aux galets, suffisent à trier les éléments de la taille des sables.

La Pointe des Danois (fig. 10-18

Le cordon, qui vient du Nord, chemine de blocs en blocs, formant des mini-pointes triangulaires comme celle où a été prélevé l'échantillon.

Dansk. S 6 : Médiane 270 Maximum 800 Minimum 70

Vers le Sud le cordon devient sableux.

L'extrême pointe (Pointe du Bäke) est une petite construction triangulaire, de forme allongée, enserrant une lagune. Elle paraît libre, mais elle est vraisemblablement plus ou moins fixée sur un affleurement de roche en place et de blocs.

La face orientée vers le Nord-Est est la plus exposée et c'est là que nous avons fait la station de mesures, d'après les natures pétrographiques et les dimensions habituelles.

Dansk. S 7 : Médiane 230 Maximum 550 Minimum 40

L'émoussé est donc moyen ; il est plus faible sur la face Sud-Ouest où les galets deviennent d'ailleurs de plus en plus rares à mesure que le sable prédomine.

A l'Ouest de la Pointe des Danois, une étendue de sable en pente douce occupe l'anse dont le fond est frangé d'un cordon de sable-graviers-galets, à forme classique d'arc de cercle barrant une lagune.

Dansk. S 8 : Médiane 160 Maximum 410 Minimum 30

La médiocrité de l'émoussé témoigne de l'amortissement des actions marines dans le détroit de Sörgattet.

La Pointe Hollendar (Amsterdamöya) (fig. 4-2).

Les accumulations sont la réplique, un peu mieux développée, de celles de la pointe des Danois. Deux pointes triangulaires se succèdent.

Celle de la station Am. S 11 n'est pas vraiment une forme libre ; la pointe est accrochée à un affleurement de roche en place. C'est le cordon tourné vers le Nord-Est, face aux houles, qui s'est le

mieux développé. Bien qu'étroit (16 m), il forme un barrage suffisamment efficace pour une lagune. Le niveau de celle-ci était supérieur de 2 m à celui de la haute mer, le jour des observations (juillet). La percolation des eaux à travers les galets du cordon doit être empêchée par le gel en profondeur de celui-ci. Peut-être le niveau de la lagune baisse-t-il plus tard, quand la fonte estivale est bien amorcée. La partie supérieure du cordon est fossile ou atteinte seulement par les grandes marées exceptionnelles. Sous le sommet, une ceinture d'algues desséchées date vraisemblablement de l'automne précédent. Dessous encore s'étire une ceinture d'algues fraîches ; et enfin, en bas du cordon, la mer met en mouvement des graviers et des petits galets..

Le cordon était à peine libéré du pied de glace ; il est possible que, par la suite, les tempêtes bouleversent cette disposition.

Les galets sont bien émoussés (fig. 10-18) :

Am. S 11 Médiane 340 Maximum 620 Minimum 70.

Il semble que ce soit l'émoussé habituel dans cette zone car un prélèvement sur un cordon voisin a fourni des résultats similaires :

Am. S 12 Médiane 320 Maximum 760 Minimum 70.

La pointe de la station Am. E 5 est exclusivement sableuse et pourtant, là aussi, pour les mêmes raisons, la lagune est perchée à 2 m au-dessus de la mer. Vers le Sud, entre la lagune et le cordon, s'intercale un marais où on peut voir les pilotis, vestiges des constructions de Smeerenburg. L'attaque d'un ancien four à huile par la mer, à l'enracinement des crochets, prouverait une érosion active à l'Est, accompagnée d'une progression des accumulations vers l'Ouest.

Am. E 5 :	Médiane	So	Co3 Ca	NU
	0,370 mm	1,20	0 %	100 %

C'est un sable très bien classé, très bien trié. La courbe est régulièrement redressée (fig. 10-19). On a obtenu des résultats semblables sur la grande plage.

Am. E 6 :	Médiane	So	Co3 Ca	NU
	0,485 mm	1,95	0 %	90 %

5.4. Les tombolos

Les tombolos sont des formes d'accumulation exceptionnelles au Spitsberg. Cette rareté s'explique à la fois par le nombre réduit d'îles ou d'îlots et surtout par la présence, fréquente près des côtes, de grands fonds qui ne favorisent évidemment pas ce type de construction.

5.4.1 - Le tombolo de Hammetangen (Nord de Daudmannsöyra) (fig. 7-7).

Ce tombolo est une association complexe de cordons et d'écueils, dans une région où le matériel meuble est abondant (alluvions de deux rivières très chargées) et la côte très battue. Les baies Dinekilen et Tordenskjoldbukta sont bordées de cordons de sable et galets de belle envergure, grâce aux apports massifs de matériaux charriés par les rivières et à l'action puissante de la houle.

La flèche qui relie l'îlot à la côte présente un profil très dissymétrique, explicable par le fait que la face méridionale est exposée aux actions de la houle alors que le versant Nord est orienté vers un bras de mer presque fermé, à caractères lagunaires (abri total et faible profondeur).

Sur la face exposée de la flèche se dresse, en arc de cercle, un cordon de galets très redressé au-dessus d'une plage de sable homogène. Bien que l'impression d'ensemble soit celle d'un bon façonnement des galets, la médiane d'indices d'émoussé reste assez médiocre.

	Médiane	Maximum	Minimum
Is. S 4	240	530	37

Le sable gris est homogène et assez grossier :

	Médiane	So	Co3 Ca	NU	SNU	EL
Is. E 2	0,250 mm	1,24	17 %	66 %	32 %	2 %

La courbe, régulière, est bien redressée et le coefficient de triage est excellent (fig. 10-19). Les grains, légèrement modelés (SNU), sont plus abondants que d'habitude. La catégorie des sables a de meilleurs caractères marins que celle des galets.

La flèche est de formation déjà ancienne, puisqu'elle es doublée vers l'intérieur par deux cordons fossiles (à 7 m et à 9 m d'altitude).

Le cordon "actuel", là où il s'amarre au continent, se découpe en six crêtes "sub-actuelles" (la plus récente est parsemée de bois flottés) qui appartiennent toutes, vu leur forme et leur matériel, au système "marin" et non pas "lagunaire". Malgré la netteté des formes marines, le façonnement est loin d'être excellent, comme il a été remarqué pour le cordon actuel.

Le cordon de la "lagune" est constitué de petits graviers (nous retrouvons ici la même opposition qu'à Bourééneset).

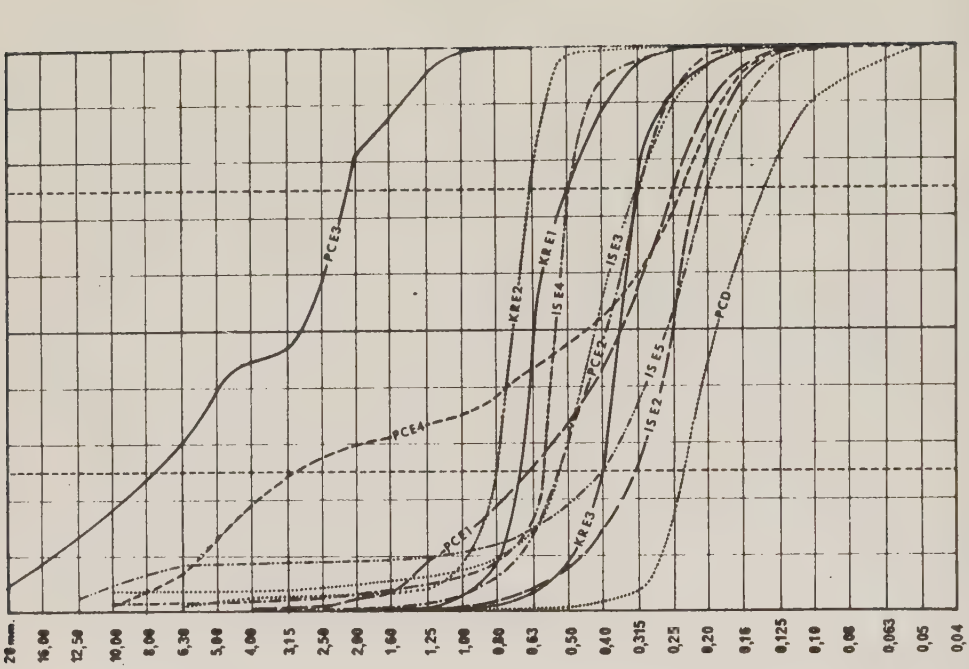
L'îlot rocheux est un lambeau détaché de la plateforme à écueils (altitude 20 m). Il est limité du côté de la flèche de liaison par une falaise morte et du côté de la mer par une falaise rocheuse vive.

En mer, de nombreux îlots parsèment la plateforme sous-marine. Les petites formes d'accumulation y sont multiples : queues de comètes, mini-tombolos... Au Nord de l'îlot, toutes ces microformes se trouvent englobées dans le grand cordon qui termine l'îlot en pointe effilée.

Dans une encoche de la falaise où la mer entasse les galets, sur la face battue, les indices d'émoussé des galets sont tout juste moyens :

	Médiane	Maximum	Minimum
Is. S 3	280	760	44

Mais le chiffre médian cache ici la réalité : certains galets sont très bien émoussés (pour beaucoup d'entre eux l'indice se situe entre 300 et 500), mais certains, cassés, ont de très mauvais indices, ce qui abaisse la valeur de la médiane.



PC: Prince Charles; KR: Krossfjord; IS: Isfjord

DA:Dansköya; MB: Magdalenefjord

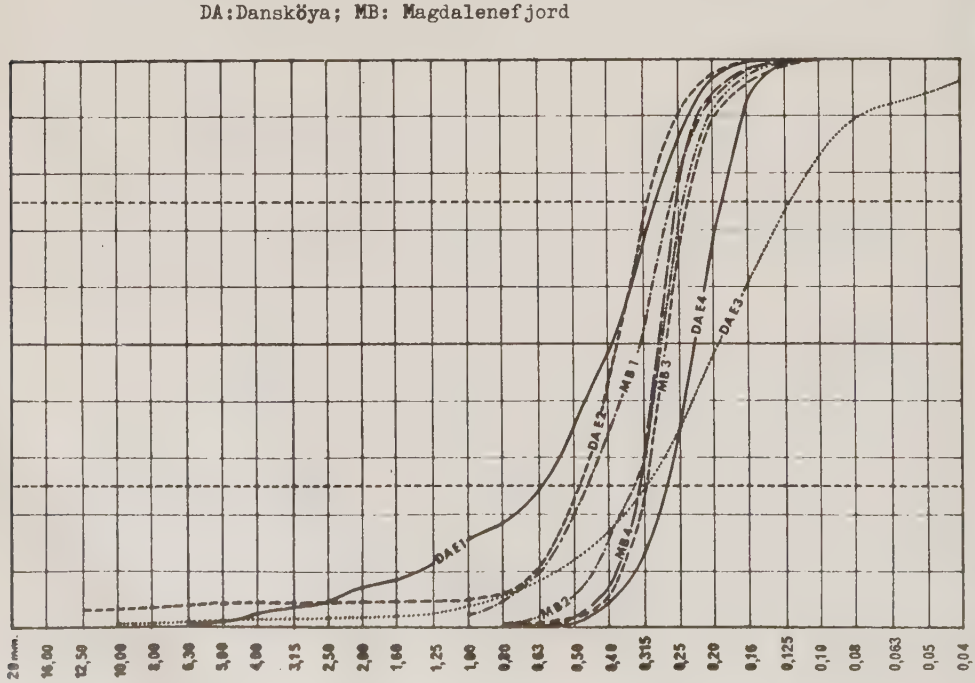


Fig. 10-19. Courbes granulométriques des échantillons de plage.

5.4.2 - Le tombolo de Magdalenefjord* (fig. 10-20).

Il s'est mis en place sur la rive méridionale du Magdalenefjord, dans une situation d'autant plus remarquable que, sur les rives de ce fjord, aucune plage ne s'interpose en général entre les versants abrupts de la montagne et les versants sous-marins du fjord, également abrupts.

La basse colline (10 à 15 m de haut) qui a servi de point d'ancrage à l'accumulation, est un îlot granitique recouvert de moraine. Le substratum affleure en falaise vive, au N-NW. La moraine qui le recouvre peut être un témoin avancé d'une ancienne moraine frontale du Waggonwaybre ou d'un petit glacier perché situé à l'Est de l'accumulation.

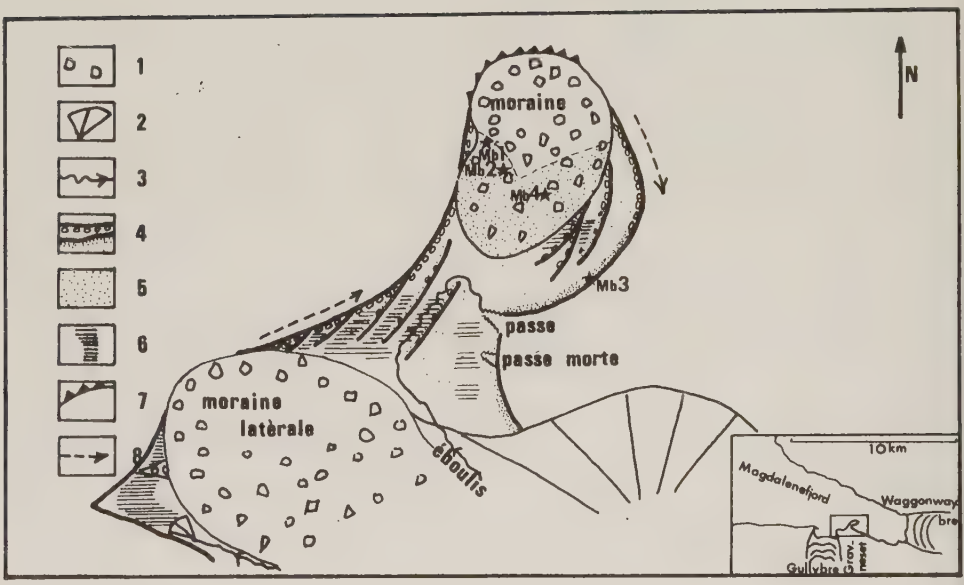
L'accumulation qui relie l'îlot à la terre est constituée d'une série de crêtes :

- Du côté externe, on compte 5 crêtes de galets successives, faisant face à la houle du large (Ouest). La crête actuelle domine de 2 m environ le niveau des hautes mers calmes. Les crêtes sont séparées l'une de l'autre par des loc'h. Elles sont bien marquées dans le Nord et s'effacent plus ou moins vers le Sud, où les loc'h deviennent coalescents. Les crêtes s'appuyent à la moraine latérale du Gullybre, qui a contribué à les nourrir. La crête actuelle se poursuit au Nord par une plage de galets, plaquée contre l'îlot.

- Du côté interne, on observe une autre série de 4 crêtes successives, mises en place par la houle d'Ouest amortie et réfractée dans l'abri de la colline, ainsi que par les petites vagues formées par vent d'Est dans le fjord. Elles prennent racine dans le Nord et sont alimentées par les matériaux morainiques. Les galets sont d'abord dominants, puis ils se mélangent au sable, enfin le sud est entièrement occupé par du sable fin.

---

* Nos observations ont été très utilement complétées par celles de A. GUILCHER qui a aussi effectué les prélèvements d'échantillons de sable.



1 : Moraine ; 2 : Cône de déjection ; 3 : Torrent ; 4 : Crêtes de plage successives (galets, sable) ; 5 : Sable dunaire ; 6 : Loc'h ; 7 : Falaise vive taillée dans un granite surmonté de moraine ; 8 : Principales dérives littorales.

Fig. 10-20 - Le tombolo de Magdalenefjord.

Le torrent qui vient du Sud alimente des loch aux contours indécis.

Le vent prend en charge du sable qu'il saupoudre en formations dunaires, sur la couverture morainique, au Sud de la colline.

	Mb 1 (plage W de la colline)	Mb 2 sable éolien W	Mb 3 cordon oriental actuel	Mb 4 sable éolien E
Médiane mm	0,320	0,290	0,270	0,285
So	1,33	1,19	1,15	1,13
Co3 Ca	0,4 %	2,3 %	2,3 %	0,4 %
NU	96 %	97 %	93 %	96 %
SNU	4 %	3 %	7 %	4 %

Tous les grains sont des quartz provenant du granite et n'ont pratiquement pas subi d'usure. Cependant, le classement est excellent et les courbes sont régulières et très redressées. La teneur en calcaire est insignifiante.

Les indices d'émoussé des galets n'ont pas été calculés. A vue, A. GUILCHER les a estimés à $\pm$ 250 au milieu du cordon actuel, sur la face occidentale, pour la catégorie 80-100 mm.

Les liens entre le tombolo et les accumulations morainiques sont, dans ce cas, évidents. Les accumulations marines ne peuvent se développer, dans ce fjord, que parce que la moraine constitue un apport de matériel meuble. Cette remarque est confirmée par le fait que les

deux seules petites flèches prennent appui sur la moraine du glacier Gully.

A l'Ouest du fjord, la flèche n'a été examinée que de loin et sur les photographies aériennes. Elle se développe devant la moraine latérale gauche du Gullybre, grossie de la moraine frontale d'un petit glacier adjacent. C'est une mini-pointe triangulaire enserrant un loc'h. Rabattue par les houles du NW qui pénètrent dans le fjord, elle se termine par une pointe libre à crochets. Elle représente bien un cas d'exploitation active de matériaux morainiques par la mer.

La petite pointe triangulaire qui lui fait face sur la rive droite du fjord du Gully a une forme très régulière. Deux cordons de galets enserrent un loc'h où s'épanouit un petit delta. L'alimentation est fournie par les vestiges de moraine latérale droite du Gullybre. Son faible développement en regard de la flèche de rive gauche est à mettre en rapport avec une alimentation en matériaux morainiques moins abondante et une situation moins exposée à l'action des vagues.

*

* *

La longueur du paragraphe consacré aux accumulations littorales à caractère azonal est significative de leur abondance et de leur variété. Toutes les formes habituelles aux régions tempérées se retrouvent ici sans qu'il soit possible de les singulariser par un caractère quelconque propre à la zone froide, à part, peut-être, la raideur du versant externe des cordons de galets qui serait entretenue par le pied de glace. Le bon émoussé des galets, chaque fois que le cordon se trouve sous l'effet de houles estivales puissantes, n'est pas non plus un caractère qu'on s'attendrait à trouver en zone froide. Par conséquent, la mer, bien que ses effets soient limités dans le temps, construit de puissants cordons et façonne parfaitement les galets. Cordons et galets ne présentent pas de différence fondamentale avec ceux d'autres zones climatiques. Les régions périglaciaires ne sont affectées d'aucun

caractère particulier à cet égard. Les chiffres cités pour le Hornsund (Jahn, A., 1968) confirment les nôtres : la moyenne d'indices d'émoussé est entre 300 et 450.

Les indices d'émoussés sont aussi bons, sinon meilleurs, que ceux qui ont été mesurés dans la zone tempérée. En effet, nous avons sans cesse noté que les calculs effectués sur des galets 42-60 mm ou 62-80 mm représentaient une sous-estimation de l'usure réelle enregistrée par les galets ou les blocs, trop gros pour être mesurés.

En revanche, les sables, s'ils sont bien triés, sont très mal façonnés. Mais on ne peut voir là qu'un caractère zonal atténué car on pourrait faire la même remarque à propos des sables littoraux bretons par exemple. Lorsque le matériel est fourni surabondamment (c'est le cas, sous l'effet du Périglaciaire actuel, au Spitsberg, ou du Périglaciaire ancien en Bretagne), la mer le trie bien mais le façonne peu.

6 - CONCLUSION

Le modelé périglaciaire n'affecte pas les plages actuelles, mais il a marqué de son empreinte les plages soulevées avec une intensité qui varie non pas en fonction de l'ancienneté mais en fonction de l'humidité qui favorise les effets du gel. Quoiqu'il en soit, les transformations ne sont que superficielles et n'effacent en rien les caractères "marins" du paysage. La richesse et la variété des sols polygonaux n'ont pas fait disparaître la fraîcheur de formes des cordons littoraux accompagnés de leurs loc'h.

Les caractères glaciels des plages sont éphémères dans le temps et ne laissent pas de trace durable.

L'action marine peut se trouver renforcée par la situation en zone froide. Les littoraux dans les blocs ne sauraient être mis en place par la mer seule ; il faut qu'elle soit aidée par les glaces flottantes et par la gélifraction.

Les cordons aux galets les mieux façonnés sont ceux dont l'origine du matériel est morainique ; la mer a trouvé ce matériel sur place, elle n'a pas eu à le transporter.

Mais, dans le bilan général, c'est l'évolution estivale, donc "normale", qui l'emporte.

Que l'évolution soit aidée par des processus dûs au froid (gélifraction, perturbation du sédiment), ou, au contraire, qu'elle soit freinée (arrêt saisonnier de toute action marine par suite de l'englacement), c'est une question à laquelle nous ne pouvons pas répondre faute de mesures permettant les comparaisons entre un littoral de zone périglaciaire et un littoral de même type en zone tempérée.

Par contre, ce que nous pouvons affirmer, c'est que la mer est capable, dans le temps relativement réduit des saisons estivales, de modeler des cordons aux formes parfaitement marines et d'en façonner les galets. Dans les secteurs les plus abrités, elle se contente de trier les éléments de la taille des sables. Les formes d'accumulation que nous avons observées peuvent être rapprochées de celles décrites par Zenkovich (1967, p. 294, 386, 464, 475, et 562) et pour l'Alaska par Shepard Wanless (1972, p. 476, 478 et 479).Elles ne sont donc pas exceptionnelles dans les régions arctiques.

Ayant constaté que les effets des processus glaciels sont éphémères et superficiels, que les processus périglaciaires n'affectent que le détail des plages soulevées, nous sommes amenée en conclusion à affirmer la prédominance des processus azonaux dans la mise en place comme dans l'évolution des formes d'accumulation.

Chapitre XI

EVOLUTION DES FALAISES VIVES ET MORTES

Alors que les processus périglaciaires ne sont pas déterminants dans la mise en place des formes d'accumulation, il semble bien que les falaises se trouvent affectées, dans leur forme et leur évolution, par l'existence d'un cycle périglaciaire à l'échelle de l'année. Dans la lutte d'influence entre les processus estivaux azonaux et les processus d'hiver influencés par le froid, il apparaît que ces derniers l'emportent dans la plupart des cas.

1 - LES FALAISES ROCHEUSES PLONGEANTES

Elles sont rares car, généralement, une plage découvre à marée basse au pied des falaises. Il semble bien que dans ces régions, où les mouvements verticaux du continent et de la mer se soldent par un gain du continent, les falaises aient tendance à être bordées d'une plage, même si celle-ci n'est qu'un étroit liseré qui disparaît à marée haute. Orvin (1934) cite des falaises plongeantes de la rive sud du Kongsfjord au pied desquelles on peut à présent circuler*. En mettant à part les cas où la structure (bloc soulevé) est seule responsable de la présence de hautes falaises, par exemple les rives de Kong Haakons Halvöy, au fond du Krossfjord, nous n'avons observé de falaises plongeantes que dans les granites et dans les calcaires. La relation entre la

* On peut apporter une restriction à cette remarque : a-t'il vraiment observé ces falaises à marée basse ?

forme des falaises plongeantes et la lithologie peut être mise en rapport avec une réaction au gel.

1.1 - Les falaises calcaires (photo nº 21)

Les secteurs à falaises calcaires sont assez nombreux mais d'étendue limitée (Kongsfjordneset, le long de la rive S-E du Kongsfjord : cabane des Norvégiens et cabane du Trappeur, la côte Nord de l'île du Prince Henri, les falaises du Blomstrand...). Toutes celles que nous avons étudiées se trouvent dans la région du Kongsfjord où la roche calcaire occupe de larges espaces (fig. 6-3) (photo 28).

L'altitude des falaises est variable, mais jamais très élevée (au maximum 8, 10 mètres). Le profil est vertical avec, en général, un visor* au modelé anguleux. Il existe quelques calanques et quelques grottes, mais toujours de dimensions réduites.

Nous avons constaté en plongée que ces falaises verticales se terminaient brusquement, à angle droit, sur une plateforme sous-marine horizontale à - 5 mètres. On remarque une absence d'éboulis au contact de la falaise et de la plateforme.

Plusieurs facteurs interviennent pour expliquer le recul rapide de ce type de falaises :

- La dissolution : les eaux froides, peu salées et très chargées en CO2, seraient très agressives et auraient le pouvoir de dissoudre des masses considérables de calcaire (Corbel, 1954). Ainsi les calcaires, dans l'Arctique Océanique, font figure de roches particulièrement tendres (Corbel, 1961).

N'ayant pas eu la possibilité d'entreprendre des études dans ce sens, nous ne pouvons pas définir la part qui revient à la dissolution. Cependant la dissolution semble le seul facteur qui puisse rendre

---

* Le profil à visor n'est pas une caractéristique exclusive des falaises calcaires. On en a observé dans les falaises de schistes du SE d'Endmanflya.

compte de deux phénomènes : l'absence de blocs provenant de la destruction de la falaise sur la plateforme sous-marine qui s'étend à son pied ; et la faiblesse du pourcentage en CO_3Ca dans les échantillons de sable recueilli à proximité des falaises calcaires (chap XIII, 1.1). Les études sont actuellement insuffisantes pour savoir si la saturation de l'eau de mer en CO_3Ca, observée bien des fois dans les mers chaudes et tempérées, existe ou non dans les mers froides ; et pour savoir par conséquent si l'eau de mer, en zone froide, est ou non un agent de dissolution efficace.

- La gélivation est évidente. Le calcaire, très sensible aux attaques du gel, se débite en plaquettes. L'eau favorisant la gélifraction, toute falaise calcaire est particulièrement vulnérable du fait des embruns.

- L'action du pied de glace est primordiale. Nous avons vu (chap. IX, 4.2.3.2) que le pied de glace, niché au niveau du visor, est fixé a la paroi rocheuse et, lorsque la marée descend, il demeure en porte-à-faux (fig. 9-4). Ce cas est particulier aux falaises plongeantes. A chaque marée basse le pied de glace joue le rôle d'un levier pour déchausser les blocs gélivés suivant les lignes de diaclases. Ce processus est surtout efficace au dégel lorsque les diaclases s'élargissent sous l'effet des alternances gel-dégel de l'eau qui les imbibe. C'est le détachement des blocs, guidé par le réseau de diaclases, qui donne au visor son modelé d'allure anguleuse. Le pied de glace ne joue qu'occasionnellement un rôle dans le transport des blocs, mais il est le principal responsable du recul de la falaise et de l'allure de son profil.

- L'action de la mer. Elle peut évidemment déblayer le matériel ameubli par le gel, contribuer au creusement des grottes. Mais il apparaît bien que son rôle est accessoire car tous les secteurs de côte calcaire présentent le même profil vertical à visor, que ce soit en zone très battue (Kongsfjordneset) ou en position exceptionnellement abritée d'amont de fjord (l'île du Prince Henri, dans la baie du Zeppelin, Kongsfjord).

1.2 - Les falaises granitiques

Dans les îles du Nord-Ouest, au niveau de chaque petit cap qui accidente la côte, le versant montagneux plonge dans la mer d'une hauteur de 200, 300 mètres. On peut sans doute qualifier de plongeantes ces falaises marines, même si seule la partie inférieure est entaillée par la mer sur 3, 4 mètres de hauteur. Quand la partie supérieure d'un versant réagit par répercussion à cette entaille marine inférieure, il s'agit de véritables falaises marines. Mais il est difficile de faire la part de l'action marine et la part des processus périglaciaires dans cette évolution. En effet, entre les caps, il suffit que s'esquisse une anse pour que la falaise, qui conserve sensiblement le même profil, deviennne "fausse" derrière le cordon de gros blocs qui en fossilise le pied. Dans ce cas la "fausse falaise " évolue uniquement sous les processus périglaciaires des coulées pierreuses et de la solifluxion (fig. 4-3).

Dans notre zone d'étude, les caps à hautes falaises marines, n'occupent que des secteurs isolés et peu étendus.

Les données manquent pour évaluer la vitesse du recul des falaises granitiques et la participation éventuelle des processus liés au froid. Au moment des observations (fin juillet), le pied de glace avait déjà complètement disparu des secteurs battus, sans laisser la moindre trace de visor.

Il n'est pas certain que les falaises reculent rapidement sous l'effet de la gélifraction détachant les blocs. En effet, quand on observe les portions de falaises fossilisées par les éboulis, on a l'impression que les blocs, couverts de lichen, sont stabilisés et se sont mis en place au cours d'une phase climatique plus propice à leur détachement, alors qu'actuellement seules sont fonctionnelles les coulées de pierres superficielles.

Si cela est exact, les falaises granitiques plongeantes, à l'inverse des falaises calcaires, ne reculeraient que lentement et sous l'effet de processus azonaux prédominants.

2 - LES FALAISES ROCHEUSES BORDEES D'UNE PLAGE

2.1 - Caractères généraux

La plupart des falaises du Spitsberg se classent dans cette catégorie. La hauteur de ces falaises est variable et en rapport avec la nature de la roche ; elles sont, par exemple, plus basses dans les micaschistes que dans les grès. En moyenne la hauteur varie de 5 à 25 m dont 1 à 2 m pour le placage de sable et graviers qui forme la partie supérieure (fig. 11-1 A). En effet, le soubassement rocheux est parfaitement aplani et surmonté d'une couverture de matériel meuble incontestablement marin. Les falaises rocheuses sont toujours couvertes d'une plage ancienne plus ou moins épaisse.

Quelle que soit la nature de la roche, le profil est raide sauf quand les éboulis de la plage ancienne deviennent envahissants (fig. 11-1 B). Dans ce cas, il peut être difficile de faire la distinction avec les falaises taillées dans du matériel meuble.

La plage du pied de falaise ne découvre généralement qu'à marée basse, alors qu'à marée haute la mer vient ciseler la paroi rocheuse. Parfois un cordon de galets plus imposant, plaqué contre la falaise, peut en protéger la base.

Au niveau de la partie rocheuse de la falaise, la mer, comme il est normal, met à profit tous les accidents de la structure (petits plis anticlinaux et synclinaux, failles...) pour creuser des grottes, isoler des pinacles. Plus la structure est complexe et plus le modelé de la falaise est tourmenté.

2.2 - Les falaises de grès (photos 18-19)

Leur profil varie avec le sens du pendage des bancs de grès par rapport à la mer. Au N-W d'Erdmannflya, où elles culminent à 27 m, les falaises taillées dans des bancs de grès horizontaux sont verticales. L'étroit liseré de plage qui les borde est tout encombré de gros blocs éboulés.

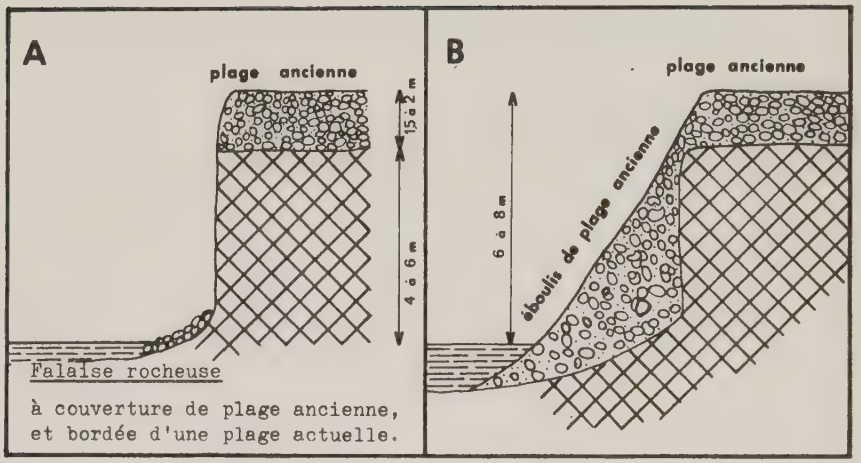


Fig. 11-2 - Falaises dans les schistes.

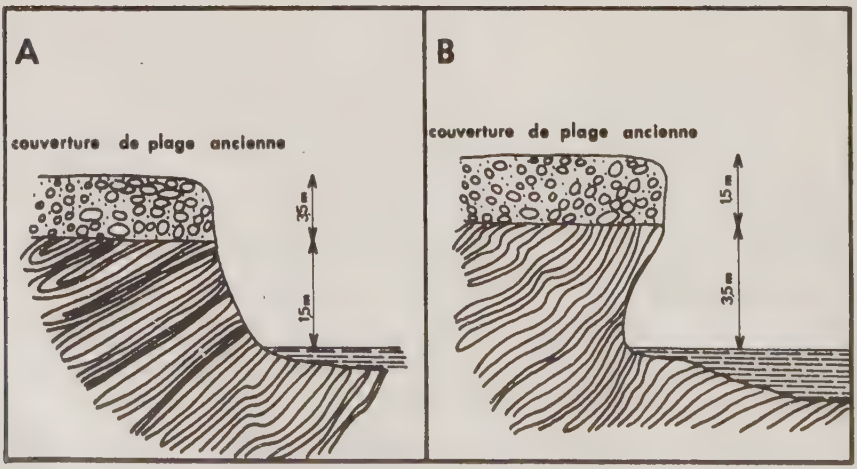


Fig. 11-1 - Profils de falaises.

Sur la rive droite de l'Adventfjord, vers le cap Revneset, les falaises taillées également dans des bancs de grès sub-horizontaux (léger pendage vers l'intérieur) sont verticales et rectilignes. L'aplanissement du sommet est à 8 - 9 m. Sur la face du cap, tournée vers le fjord, un cordon redressé, très actif, est plaqué contre le pied de la falaise. Il est formé de plaquettes de grès fournies en abondance par une gélivation intense de la paroi rocheuse. Sur la face tournée au Nord, exposée aux fortes houles, la mer a creusé de multiples échancrures et grottes.

Les falaises de la presqu'île de Brögger sont également verticales et aplanies en surface. Ce profil est vraiment le plus fréquent.

Cependant, au SE de Bohemanflya, les bancs de grès s'inclinent vers la mer ; le profil est plus adouci, oblique et évolue par détachement de grandes dalles.

D'après les exemples que nous avons pu étudier, il semble que l'évolution des falaises de grès se fasse principalement sous l'influence d'avalanches de slush en relation avec le pied de glace et les congères qui le surmontent. Nous avons décrit (chap. IX, 4.2) ces pieds de glace posés sur l'étroite plage de bordure et qui brusquement, au printemps, se recouvrent de gélifracts de toutes dimensions à la faveur de l'humidité libérée qui imbibe la roche ; les avalanches de slush favorisent l'entassement de grands éboulis au débouché des couloirs qui sont creusés dans la paroi rocheuse (fig. 9-4).

Donc, dans un premier temps, au début de la saison estivale les éboulis s'entassent sur le pied de glace. Par conséquent, la falaise recule. Ce recul, plus marqué au niveau des couloirs d'avalanches, n'est pas uniforme ; il est également discontinu dans le temps, atteignant un maximum au début de l'été, un minimum au coeur de l'hiver quand la roche est gelée dans sa masse.

Dans un deuxième temps, le pied de glace disparait par fonte sur place et par attaque de la mer ; il ne joue aucun rôle dans l'évacuation des gélifracts qui sont dispersés par la mer. Le pied de la falaise étant déblayé, la mer peut alors exercer une certaine action

érosive. Le profil de la falaise rajeuni, retrouve sa verticalité. Les processus périglaciaires sont donc responsables de l'attaque de la falaise, mais c'est la mer qui, en évacuant les débris, permet aux processus de se renouveler efficacement. Les facteurs azonaux sont ici complémentaires d'un phénomène zonal. La falaise sera à nouveau fossilisée par le pied de glace en hiver, mais, au total, elle aura reculé parallèlement à elle-même en conservant un profil vertical. Dans les cas étudiés, à voir l'abondance des talus d'éboulis, la rapidité du recul doit être comparable à celle du retrait des falaises calcaires.

Pourtant, ce recul n'aboutit pas à la formation d'une plate-forme sous-marine en avant des falaises analogue à celle qui se développe devant les falaises calcaires. Un long versant sous-marin* commence très près de la côte, monotone et formé de sable vaseux et compact. Sa pente d'abord assez douce (15 degrés) s'accentue peu à peu pour atteindre environ 30 degrés.

Nous ne voyons d'autre explication que l'aptitude du grès à se transformer en sable fin qui empâte la zone sous-marine. En haut du versant on voit émerger de ce sable quelques dalles de grès; dessous c'est un ennoiement total sous les nappes de sable.

Les échantillons recueillis en plongée, P 42 et P 43, devant les falaises de grès de la côte Nord du Brögger montrent une prédominance exceptionnelle et constante des sablons, 85 % et 82,3 %, alors que les parties fines comme les éléments grossiers sont très peu abondants. Il est possible, mais nous n'avons pu le vérifier, que les grains de quartz du grès se calibrent dans la classe des sablons (0,2 mm à 40 microns). Le sable est très bien classé avec un coefficient de Trask, So = 1,18 et 1,14.

Comme nous n'avons pas pu examiner en plongée toutes les zones sous-marines associées aux falaises de grès, nous ne pouvons pas affir-

---

* Les observations en plongées ont été faites sur la rive Nord de la péninsule de Brögger.

mer que les caractères observés sur les côtes du Brögger sont des caractères généraux.

2.3 - Les falaises de schistes et micaschistes

Ces falaises sont ciselées dans le détail car la mer profite des moindres joints de stratification et de schistosité pour découper de multiples encoches. Le tracé tourmenté de la falaise de 4-5 m de haude la face Nord du Cap Guissez, entaillée dans les micaschistes, est très significatif à cet égard.

Schistes et micaschistes se prêtent fort bien au profil vertical. Dans le Sud-Est d'Erdmannflya, le long de la baie Tangvika, la falaise haute de 5 m, est taillée sur 3,5 m dans les schistes surmontés d'une couverture de plage ancienne épaisse de 1,5 mètre (fig. 11.2). Les multiples anfractuosités, où s'accumulent sables et graviers, n empêchent pas la verticalité générale du profil où se creuse un visor. Le contact avec l'estran, bien arasé dans les mêmes schistes, se fait par un angle pratiquement droit. Ces schistes sont très gélivés. L'existence du visor laisse supposer une érosion par le pied de glace complétée par l'action de la mer dans du matériel facile à déblayer en secteur battu. Contrairement au visor observé dans les calcaires, celui-ci a un aspect poli, ce qui donne à penser que la glace n'est pas seule responsable de son façonnement.

Cependant, l'exemple de Farmhamna prouve qu'une action vigoureuse de la mer n'est pas indispensable pour modeler des falaises verticales dans les schistes. Là, les falaises basses (3 - 4 m), aplanies en surface sous un mince placage de plage ancienne, ont un profil vertical, bien que l'action érosive de la mer soit fort médiocre dans une anse peu profonde et totalement abritée. Il est vrai que les schistes, complètement gélivés, sont déjà réduits à l'état de plaquettes le long de la paroi rocheuse*

---

* Nous connaissions le même phénomène en rade de Brest où, dans des schistes gélivés, de petites falaises au profil vigoureux sont entaillées par la mer qui n'a pourtant qu'un pouvoir apparemment négligeable en zone très abritée.

Nous pourrions citer plusieurs autres exemples : dans un secteur abrité du Krossfjord entre les petits fjords Tinayre et Meyer la falaise de micaschistes, avec sa couverture de plage ancienne et son étroit cordon au pied, est également verticale.

2.4 Les falaises taillées dans des roches à variations latérales répétées.

L'influence de la lithologie se révèle à travers le modelé.

Par exemple, le strandflat de Svartfjellstranda se termine par des falaises verticales de 6 à 8 m de haut. Mais l'alternance des lits de schistes et de quartzites en fait une côte à redants de faible envergure. Aux bancs de quartzites, correspondent des falaises plongeantes. Au niveau des dalles inclinées de schiste, le profil s'adoucit et des anses se creusent, ourlées de plages étroites de sable et de galets. Les galets mesurés à la station (Is, S 5) sont assez bien émoussés : Médiane d'indices d'émoussé 300 (quartzites). Le sable homogène (Is, E 4) est assez grossier avec sa médiane de 0,560 mm, mais il est très bien trié (So = 1,14).

Les actions marines sont donc efficaces.

Le dessin de la côte dépend de la fréquence et de l'épaisseur des lits de roches variées.

Ainsi, sur la côte Nord de Sarsöyra (au Sud du Cap Graarud), les roches de l'Hecla Hoek se présentent en bancs alternatifs assez serrés : micaschistes, quartzites, calcschiste, marbre. Dans la falaise abrupte, les différences de résistance favorisent l'érosion différentielle et la mer creuse des anfractuosités de formes variées où s'accumulent de petites plages.

Plus les lits sont en alternance serrée, plus le modelé de détail du littoral devient tourmenté.

On pourrait multiplier les exemples. Nous citerons encore celui de Steinpyntvika. Les falaises rocheuses, verticales et hautes de 4 mètres, ont un aspect général massif, mais elles sont ciselées dans

le détail. A leur pied, découvre, à marée basse, une étroite plage de sable dont la granulométrie (Is, E 3) se rapproche de celle de Svartfjellstranda (Is, E 4).

	Is E 3	Is E 4
Médiane (mm)	0,415	0,560
So.....	1,29	1,14
CO3 Ca.....	5,7 %	5,8 %
NU.....	82 %	72 %

Dans tous les cas, c'est l'action de la mer qui donne la touche finale au paysage ; elle seule est capable de réaliser cette érosion sélective et de façonner le matériel.

3 - LES FALAISES MODELEES DANS DU MATERIEL MEUBLE (photos 29-30)

3.1 - Les falaises taillées dans du matériel de plage ancienne

Il est quelquefois difficile de distinguer les falaises rocheuses à couverture de plage qui s'est éboulée, jusqu'à masquer le substrat rocheux, des falaises entièrement taillées dans le matériel meuble des plages anciennes.

L'exemple de la falaise du S-E du Cap Mitra fait transition entre les falaises rocheuses à mince placage de plage ancienne et pour lesquelles c'est le soubassement rocheux qui impose ses conditions de modelé et celles où l'épaisseur de la plage ancienne est telle qu'elle détermine le profil et le type d'évolution de la falaise (fig. 11-1 A et B).

Sur 26 m de hauteur, la falaise parait constituée de dépôts meubles parmi lesquels on reconnait galets et sables marins mêlés à quelques coquilles. Mais quelques coupes permettent de voir que le

dépôt de plage n'a guère plus de 4 m d'épaisseur et qu'il est posé sur une surface d'érosion taillée dans la roche.

Cependant, le profil de la falaise n'est pas affecté par le soubassement rocheux, il dépend de la présence des matériaux meubles qui ont glissé jusqu'à la plage ; il est oblique, régulier et en forte pente (la pente étant vraisemblablement en accord avec la granulométrie du matériel meuble).

Au Sud de Sarsöyra, une côte à falaise vive et très abrupte s'étend entre le glacier Aavatsmark et la flèche Sars. La falaise haute de 20 à 25 m au Sud-Est s'abaisse progressivement vers le Nord-Ouest. On la croirait taillée sur toute sa hauteur dans les sables et galets de la plage ancienne, mais rien ne permet d'affirmer que des éboulis ne masquent pas un soubassement rocheux. Vers le Nord, à Balanus Pynten, on voit apparaître ce substratum rocheux. Là, pour une falaise de 12 à 15 m, la plage ancienne n'a plus que 2 m d'épaisseur. Au pied de la falaise, la mer remanie les graviers et petits galets pour en édifier un cordon.

Dans le secteur méridional d'Aberdeenflya (Ile du Prince Charles), la falaise verticale, qui atteint 15 à 18 m, est entièrement taillée dans des dépôts de plage. Cette fois, on peut l'affirmer car on a pu observer des coupes fraîches, non masquées par les éboulis.

C'est ainsi que de bas en haut se superposent des lits de sable et galets mélangés jusqu'à 12 m, puis 1,5 m de sable gris qui sert de biotope à un gisement de Mya en position de croissance, et enfin, par endroits, un placage de galets anciens disposés en cordon (1,5 m) (fig. 11-3).

Pour toutes ces falaises en matériel de plage (sable, graviers et galets), le pied de glace joue un rôle protecteur. Tant qu'il est en place, la mer ne les atteint pas ; dès sa disparition, elle les attaque avec une facilité extrême. En hiver, la base étant protégée par le pied de glace, l'ensemble de la falaise entre dans une phase d'immobilité. En effet, les matériaux meubles pris par le gel se figent. Au printemps, alors que la gélifraction attaque vigoureusement les falaises

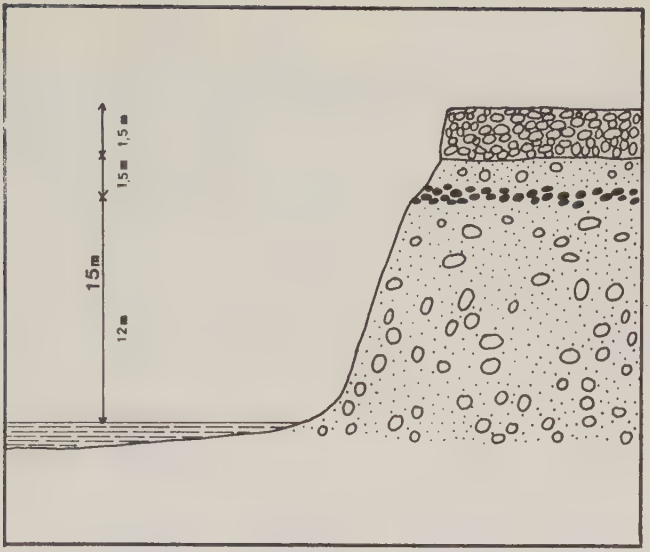


Fig. 11-3 - Falaise dans les dépôts de plage ancienne au Sud d'Aberdeenflya.

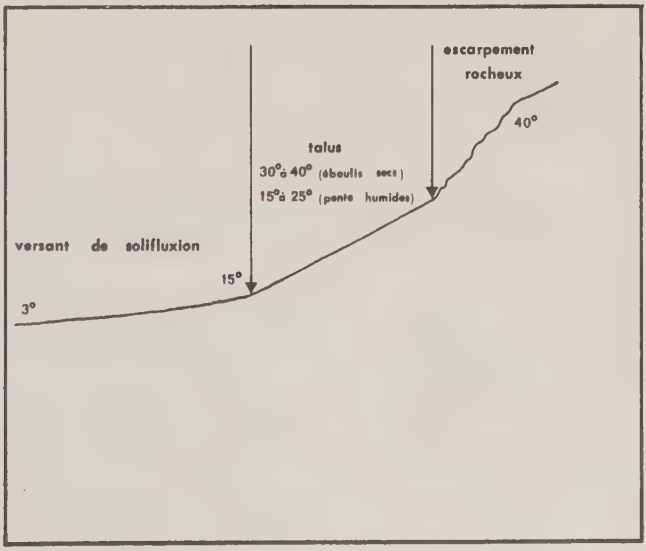


Fig. 11-4 - Un versant typique du Spitsberg, d'après Jahn, 1966.

rocheuses, elle est sans effet sur ces formations meubles ; la preuve en est donnée par le fait que le pied de glace qui borde les falaises meubles ne reçoit aucun éboulis. La solifluxion, elle-même, n'a que peu de prise sur ces sables, graviers et galets en l'absence de parties fines. Le rôle des facteurs périglaciaires est donc de protéger la falaise sur l'ensemble de son profil pendant une partie de l'année. Mais, pendant 4 mois, la mer attaque le pied et la falaise s'éboule comme toute falaise azonale de ce type.

Il est vraisemblable qu'à cause du temps mort hivernal, la vitesse d'évolution est moins rapide que celle des falaises meubles azonales.

3.2 - Les basses falaises des anciens sandur

Les sandur anciens, soulevés par l'isostasie, sont entaillés en falaises par la mer. On peut citer : Blomesletta le long du Dicksonfjord, Sarsöyra dans sa partie Nord-Ouest, etc...

Point n'est besoin de multiplier les exemples, la disposition et l'évolution sont toujours les mêmes. Les falaises ne dépassent pas 2 à 3 mètres de haut ; elles sont entaillées dans un mélange hétérogène de cailloux, de sable et d'argile.

Pendant l'hiver, le pied de glace joue un rôle protecteur. Dès sa disparition, la falaise est soumise à deux actions contradictoires :

- d'une part, à une solifluxion intense, qui trouve dans ce genre de matériaux des conditions très favorables. Elle tend à adoucir le profil, à l'empâter sous les coulées.

- d'autre part, à l'action de la mer, qui, dans ces matériaux, agit aussi avec beaucoup d'aisance, les déblayant et restituant à la falaise sa verticalité.

Le résultat, cependant, est un recul de la falaise tant sous l'effet des processus périglaciaires que des processus azonaux.

Il est vraisemblable que sous ces deux actions conjuguées, le recul est très rapide.

L'extrême abondance du matériel libéré au cours de ce recul, fait que ce type de falaise est toujours bordé par un cordon de galets. Il est plaqué au pied de la falaise et, pour peu que la côte soit exposée, il se redresse et peut atteindre la hauteur de la falaise qui se trouve alors fossilisée. Le façonnement des galets est relativement bon. La médiane d'indice d'émoussé à Sarsöyra (Brog. S 33) est 270 ; mais, parfois, les galets sont mal façonnés comme chaque fois qu'il y a un apport surabondant de matériel à la mer qui n'a plus le temps de les trier. Ce sont là des côtes dans lesquelles la plage est suralimentée en matériel fourni par la falaise. La mer n'arrive pas à tout distribuer, à tout façonner. Cet engorgement peut être une cause de ralentissement dans le recul de la falaise.

3.3 - Les falaises taillées dans du matériel morainique

C'est une forme exceptionnelle. Dans l'île Coraholmen, des falaises découpent les collines morainiques. Leur hauteur varie considérablement selon la présentation de la coupe (élevée au sommet des collines et basse dans les creux).

Ici, le recul doit être très rapide. Les formations morainiques n'offrent aucune résistance à l'action de la mer, même si celle-ci est amortie comme c'est le cas en ce fond de fjord. Nous n'avons pas les moyens d'évaluer ce recul, mais on peut déduire qu'il est important à voir les amas de débris coquilliers et d'algues calcaires entassés sur la plage au pied de la falaise ou transportés tout autour de l'île. En effet, l'argile morainique est truffée de maërl et de coquilles*. La partie argileuse est délayée par la mer et évacuée ; restent les coquilles, le maërl, ainsi que quelques cailloux.

---

* Preuve que l'ancien glacier, dans la mise en place de sa moraine frontale a poussé devant lui et amalgamé dans sa moraine des sédiments marins (chap. VIII).

4 - FALAISES MORTES ET FALAISES VIVES - EVOLUTION COMPAREE

Les terrasses marines étagées en marches d'escalier sont très fréquentes. Elles sont séparées les unes des autres par des falaises mortes dont l'altitude relative est variable : quelques mètres jusqu'à plus de 25 m à Erdmannflya et encore davantage pour la falaise morte la plus interne, c'est-à-dire les versants montagneux qui portent les traces de leur fonctionnement comme falaises marines.

L'âge des falaises fossiles varie avec leur position : les plus internes et les plus élevées sont les plus anciennes ; elles sont de plus en plus récentes et de plus en plus basses en direction de la mer.

4.1 - Les falaises fossiles qui ont conservé leur allure marine

Bien souvent, les falaises mortes ont gardé une fraîcheur de formes qui les fait ressembler étrangement aux falaises actuelles. Cette impression est encore renforcée, d'une part par le fait qu'à leur pied s'étendent des plages et des cordons de galets qui eux aussi, se sont conservés quasiment intacts, et d'autre part, par l'existence d'une accumulation de congères de neige dans l'angle de la falaise morte et de la plateforme inférieure qui fait penser au pied de glace des falaises actuelles.

La falaise évolue par gélifraction et par éboulements de la partie supérieure, où la neige ne peut s'accrocher à cause de la raideur de la pente. Dans ce cas, le gel devient le principal processus. La roche est débitée en gélifracts qui tendent à s'accumuler au pied de la falaise. La falaise peut ainsi être transformée en ce que Jahn (1966) appelle un "versant typique du Spitsberg".

4.2 - Les falaises transformées en "versants typiques"

On distingue, en partant du sommet (fig. 11-4) :

- un abrupt rocheux (inclinaison 40 degrés)
- un talus (inclinaison 30 à 40 degrés pour les talus secs de gravité, 15 à 25 degrés pour les pentes humides dues aux avalanches provenant des ravins de nivation).
- un secteur de solifluxion, longue pente de plus en plus faible (15 degrés à 3 degrés), avec des coulées et des guirlandes de pierres.

L'influence de la lithologie intervient dans la part respective des différentes parties. Dans les roches dures et résistantes l'abrupt descend relativement plus bas alors que dans les roches moins résistantes le talus et la pente de solifluxion montent relativement plus haut car ils sont nourris de débris plus abondants.

La neige qui s'accumule au contact du talus et de la terrasse à solifluxion favorise d'autant plus la solifluxion que les pentes sont faibles (Pissart, 1966). Les pentes faibles ont une capacité de transport plus grande que les fortes pentes car l'humidité y persiste plus longtemps. Elle persiste d'autant mieux d'ailleurs que la congère de neige est plus puissante.

4.3 - Bilan d'une évolution périglaciaire

Les parties hautes des falaises sont soumises à la gélifraction qui, avec l'aide des avalanches de slush, joue un rôle prépondérant dans le recul des falaises, qu'elles soient vives ou mortes.

Les débris, dans les deux cas, ont tendance à former des talus d'éboulis au pied de la falaise. Si la falaise est vive, la mer peut les déblayer plus ou moins complètement, ou les transformer en cordon qu'elle plaque à la base de la falaise. C'est un bilan provisoire entre deux forces opposées, l'une de désagrégation apportant du matériel, l'autre d'évacuation exercée par la mer. Suivant les circonstances, c'est l'une ou c'est l'autre qui l'emporte.

Quand la falaise est morte, l'évacuation est beaucoup plus faible ; elle se fait lentement grâce à la solifluxion aidée par la fonte

des neiges. Mais le versant a tendance à s'empâter et la partie supérieure rocheuse, celle qui recule par désagrégation est progressivement ensevelie sous les débris. Les processus se ralentissent alors de plus en plus.

Dans les conditions climatiques actuelles, le processus continue à être actif mais il est ralenti et non stoppé, comme le dit A. Rapp. Les versants périglaciaires se sont formés à la période postglaciaire et ont connu la phase la plus favorable d'évolution dans la période qui a suivi l'optimum climatique postglaciaire (Jahn, 1966). Les conditions particulières d'évolution sont à mettre en rapport avec les mouvements verticaux du continent puisque les plages soulevées forment la base de ces versants.

Comme les falaises mortes peuvent reculer, l'action de la mer n'est donc pas indispensable à l'attaque des falaises qui se fait surtout sous l'effet d'une désagrégation par le gel, favorisée par l'humidité (que la falaise soit vive ou soit morte). Mais le recul est plus rapide sur le littoral car, en déblayant et en transportant les débris, la mer rafraîchit la coupe et redonne ainsi une vigueur nouvelle aux processus périglaciaires.

Quand les débris sont évacués par la mer, les falaises conservent un profil raide donné comme caractéristique de la zone froide (Brancroft, 1902 - Bird, 1966). Elles reculent sous l'action de la gélifraction, en conservant ce profil. Les exemples que nous avons étudiés montrent que ce recul est très rapide et considérable. Fautes de mesures systématiques, nous ne pouvons pas le quantifier. Zenkovich (1967), en notant le rôle important du "frost weathering" dans l'attaque des falaises, déclare qu'il n'y a aucune observation précise sur la vitesse de ce processus.

Il varie certainement avec la nature des roches. D'une intensité maximale dans les grès et dans les calcaires, nulle sur les roches meubles, la gélifraction semble avoir peu d'effet sur les roches massives c'est ce que nous avons remarqué dans les granites des îles du Nord-Ouest. Zenkovich (1970), de son côté, a signalé que, dans les granites

et gneiss de la côte de Mourmansk, la roche n'était pas détruite sous la glace du rivage. Aucune niche d'abrasion, aucune plateforme bordière dégagée par recul des falaises ne se forment dans ces roches. Alors que, dans les mêmes conditions, les diabases sont complètement émiettées.

Cependant, le recul des falaises, s'il est très rapide pour certaines roches sous l'effet de la gélifraction, n'est pas systématiquement favorisé par le pied de glace. Il n'est pas prouvé (Zenkovich. 1967, p. 169...) que des côtes qui seraient formées des mêmes roches soient plus rapidement détruites dans les mers qui gèlent que dans les mers libres.

Normalement, le recul rapide des falaises vives devrait aboutir à la formation d'une banquette côtière. Si le continent se soulève cette banquette côtière devient alors une banquette de strandflat, limitée du côté interne par une falaise devenue morte. Si on élargit cette remarque, en admettant que le recul des rivages se fait sous l'action prépondérante du gel (Nansen, 1924), on en arrive à interpréter de cette façon la formation des strandflats.

CONCLUSION GENERALE

La vitesse et l'intensité des processus d'évolution liés au froid représentent un problème auquel il est difficile d'apporter des solutions autres que hypothétiques, en l'absence de mesures. On admet volontiers (Büdel, 1948) que les régions périglaciaires forment des zones géomorphologiques dans lesquelles les processus sont plus vigoureux que partout ailleurs. Dans certains cas particuliers, la rapidité de l'évolution est effectivement spectaculaire (gélivation de certaines falaises rocheuses), mais dans d'autres cas, les processus azonaux ne semblent pas tellement modifiés par l'action du froid. Les formes d'accumulation littorales ne sont affectées d'aucun caractère zonal durable. Leur bon développement ainsi que l'excellent modelé marin des matériaux prouvent que, malgré un temps d'action réduit dans l'année, la mer est susceptible d'avoir une action efficace.

C'est le bilan de ces processus liés au froid et liés à l'action marine que nous dresserons dans l'étude de l'origine des strandflats.

4ème P A R T I E

ETUDE SOUS-MARINE - LES FJORDS ET LES STRANDFLATS IMMERGES

La zone littorale a été envisagée au sens le plus large du terme, c'est-à-dire englobant non seulement la côte elle-même, mais aussi les plages soulevées d'une part, les plateformes immergées et les fjords d'autre part.

Nous avons vu que l'étude de la côte actuelle ne pouvait guère être dissociée de celle des plages et falaises fossiles ; formes et processus ne peuvent se comprendre que dans un ensemble.

Il est normal d'y associer l'étude des fonds sous-marins proches car, dans un pays où l'isostasie tend à l'emporter, on peut espérer que les observations sous-marines seront utiles pour comprendre des paysages terrestres qui furent récemment sous-marins.

Nous verrons que la nécessité d'englober dans la même étude zone sous-marine et zone terrestre devient encore plus impérative du fait de la découverte de littoraux submergés.

Strandflats immergés et strandflats émergés constituent un tout et c'est en fonction de cet ensemble que seront envisagés les problèmes de chronologie et les hypothèses explicatives.

Les côtes à strandflats sont souvent des côtes à fjords (Norvège, Groenland, etc...) ; celles du Spitsberg ne font pas exception à la règle. Fjords et strandflats sont d'autant mieux associés que les strandflats, tant émergés qu'immergés, forment des banquettes le long des fjords.

Fjords d'une part, strandflats immergés de l'autre, seront donc envisagés comme les éléments associés d'un même ensemble sous-marin.

Chapitre XII

LES FJORDS

Un fjord n'est qu'un secteur d'une grande vallée qui comprend :

- une partie continentale, le plus souvent encore occupée par une langue glaciaire,

- une partie littorale, le fjord proprement dit : vallée glaciaire creusée en-dessous du niveau marin et ennoyée par suite de la disparition ou du raccourcissement du glacier (Guilcher, 1953, p. 121),

- une partie sous-marine : le "drenna", c'est-à-dire le chenal qui prolonge le fjord à travers la plateforme sous-marine et qui est bordé par des bancs ou hauts fonds ("banken"). C'est une disposition qui n'est pas particulière au Spitsberg, mais au contraire fréquente dans le monde (exemple : les chenaux qui prolongent les fjords sur le plateau continental à l'Est de Terre-Neuve et du Labrador).

Les fjords du Spitsberg sont des fjords au sens scandinave du terme qui désigne tout golfe allongé envahi par la mer ; mais, par suite de l'absence de parois hautes et abruptes, ils ne le sont pas exactement au sens géographique du terme.

Les fjords du Spitsberg sont plus larges (en moyenne 23 km pour l'Isfjord), mais beaucoup moins profonds (300 à 400 m) que ceux d'autres régions du monde - 790 m : Finlayson Channel en Colombie Britannique ; 886 m : Chatham Strait en Alaska ; 1200 m : Sognefjord en Norvège ; 1300 m : Messier Channel en Patagonie (d'après Flint, 1948, p. 93) et 1933 m en Antarctique : Skelton inlet (Crary, 1966).

Comme les autres, ils ont des fosses intérieures et des seuils près de l'embouchure, mais les versants escarpés, donnés comme caractéristiques des fjords (Charlesworth, 1957) leur font généralement défaut.

Il faut supposer que les glaciers qui ont façonné les fjords étaient plus étalés, plus larges et moins épais que les glaciers de vallées habituels. Quelle en est la cause ? Ce n'est pas une abondance

de l'alimentation intérieure qui n'a pas été plus considérable pendant les glaciations que celle qui nourrissait par exemple les glaciers de Norvège méridionale où les fjords sont étroits et profonds. Faut-il y voir, avec Blache (1952), un effet de la latitude : du fait que la glace, sous l'effet des basses températures, perd de sa fluidité, les basses températures constantes deviennent un facteur déterminant du phénomène qui associe étalement des fjords et profondeur réduite, aboutissant ainsi à un écrasement des courants émissaires des glaciers polaires. Ce n'est pas un argument absolument convaincant mais nous n'en voyons pas d'autres.

1 - LA DISPOSITION GENERALE DES GRANDS FJORDS (fig. 2.1).

De très longs fjords découpent profondément le littoral du Spitsberg. Le tracé de ceux qui débouchent sur la côte Nord (Lomfjorden, Wijdefjorden, Woodfjorden, Raudfjorden) concorde avec la structure. Ils sont installés à la faveur de failles calédoniennes, ayant rejoué pendant la phase alpine (Orvin, 1940 ; Harland, 1961). Mais les fjords de la côte Ouest, qui nous intéressent plus spécialement, sont, dans leur tracé général, inadaptés à la structure, bien que certaines branches affluentes soient orientées par des failles calédoniennes ou alpines. Les grands fjords et les chenaux qui les prolongent : Kongsfjord, Isfjord, Bellsund, Hornsund, Storfjordrenna, ont une disposition générale perpendiculaire à la structure.

Pour tenter d'expliquer cette organisation, des cartes bathymétriques ont été établies pour le Kongsfjord et pour l'Isfjord. Nous disposions pour cela des cotes assez nombreuses des cartes marines au 1/350 000 des parties Nord et Sud du Svalbard, au 1/200 000 de l'Isfjord et au 1/100 000 du Kongsfjord et Krossfjord, complétées par les profils que nous avons levés à l'écho-sondeur.

1.1 - Le Kongsfjord et le Krossfjord (planche hors-texte V)

Le Kongsfjord et le Krossfjord se rejoignent et ne forment qu'un seul chenal sous-marin, le "Kongsfjordrenna", à travers la plateforme continentale. La carte (pl. H. T.) met en évidence, dans le Krossfjord, une fosse profonde de plus de 300 m (372 et 378 m). Cette fosse présente ses plus grandes profondeurs en aval de la confluence des deux branches, Lilliehöökfjord et Möllerfjord.

Vers l'aval, le plancher se relève jusqu'à n'être plus qu'à 238 m à la sortie du Krossfjord.

La branche Kongsfjord est plus complexe. Elle montre une fosse (352 m) du même type que celle du Krossfjord et qui pourrait être un ombilic de confluence des glaciers Kongsvegen, Kongsbre, Blomstrandbre dans un passage rétréci entre la péninsule du Blomstrand et la rive Sud du Kongsfjord. Mais cet ombilic est bloqué vers l'amont par un seuil, ancien verrou glaciaire d'où émergent les îles de l'archipel Lovenöyane ; d'autre part, il se dédouble en aval en une deuxième fosse de dimensions plus vastes et dont la profondeur atteint 378 m. D'après sa position, on pourrait l'interpréter comme l'ombilic de confluence des deux grandes branches Krossfjord et Kongsfjord.

Enfin, le système se poursuit en aval, sur la plateforme continentale, par une large fosse (350 m de profondeur) appelée "Kongsfjordjupet". Elle est bordée au Nord comme au Sud de plateformes peu profondes : au Sud, le strandflat septentrional de l'île du Prince Charles (20 à 50 m) ; au Nord, le banc Mitragrunnen de faible profondeur (30 à 50 m).

1.2 - L'Isfjord (planche hors-texte VI)

Les grandes lignes sont semblables à celles du système du Kongsfjord.

La fosse de 415 m, à l'embouchure, est l'ombilic de confluence de toutes les anciennes langues glaciaires qui se jetaient dans un émissaire unique. Ces langues étaient plus nombreuses que les gla-

iers actuels car plusieurs grandes vallées (Colesdalen, Adventdalen, Sassendalen, Gipsdalen), aujourd'hui déglacées, furent occupées par les glaces pendant les périodes plus froides du Quaternaire.

Les profondeurs comprises entre 200 et 300 m s'étendent largement, comme dans le Kongsfjord ; mais les grands fjords affluents sont peu profonds : Nordfjord, Sassenfjord, Billefjord. Ce dernier possède toutefois une fosse de 284 m, d'étendue très réduite ; mais le Sassenfjord, par exemple, atteint à peine 100 m. Ces nombreuses langues qui rejoignaient le glacier de l'Isfjord étaient sans doute pauvrement alimentées en glace.

Les plateformes faiblement immergées bordent les caps qui limitent l'embouchure de l'Isfjord (Cap Scania et Cap Linné), exactement comme elles prolongent les Caps Mitra et Kvadehuk, à la sortie du Kongsfjord. Elles apparaissent aussi sur la rive Nord et Nord-Est de l'Isfjord, chaque fois que des caps séparent des petits glaciers affluents (Erdmannflya, Bohemanflya, etc...). Par contre, le long de la rive Sud, beaucoup plus rectiligne, les grandes profondeurs (ligne 100 et même ligne 200) sont très proches de la côte. Nous n'avons pas pu lever de profils qui auraient fourni des preuves mais nous verrons, par d'autres exemples comme le Sud du Kongsfjord, que ceci est une indication de la présence d'une fracture. La rive Sud de l'Isfjord est sans doute localisée sur une ligne de faille.

La partie méridionale du Forlandsund apparaît comme une vallée affluente de l'Isfjord. Ce détroit qui sépare l'île du Prince Charles du continent est un graben d'âge tertiaire (mise au point de Harland, 1961). Le chenal a donc une origine tectonique, mais il est vraisemblable que la fosse, qui atteint 246 m, est l'oeuvre d'une retouche glaciaire. Le détroit a servi de collecteur aux glaciers débouchant sur chaque rive. La fosse principale, située au sud de Saint Jonsfjord, est l'ombilic de confluence du glacier du Saint Jonsfjord, grossi de nombreux glaciers secondaires, avec l'émissaire principal. La position de la fosse, décalée vers le Sud, donc vers l'aval, est la preuve de l'écoulement en direction de l'Isfjord. Au Nord de la flèche Sars, l'écoulement se faisait vers le Nord.

Le chenal sous-marin "Isfjordrenna" se termine en aval par une fosse évidée au-dessus du talus continental et tranchée net par celui-ci. L'Isfjordrenna présente certaines analogies avec le Kongsfjordrenna : prolongement sous-marin du fjord, profondeur assez considérable. La profondeur de l'Isfjordrenna (259 m) dépasse celle du Kongsfjordrenna (238 m), mais cette différence s'explique fort bien par le fait que l'Isfjord a représenté un appareil glaciaire plus puissant que le Kongsfjord.

Cependant, la disposition des anciens appareils glaciaires ne suffit pas à expliquer la dernière fosse du lit de l'Isfjord, dont la profondeur dépasse 300 m (368 m) au niveau même du talus continental, tandis que la profondeur du Kongsfjordrenna (aval) reste constante jusqu'au talus qui limite d'ailleurs de façon systématique les deux chenaux (fig. 2.1). Nous pouvons envisager, pour expliquer la netteté du talus, diverses hypothèses dont l'hypothèse tectonique. A l'origine, le talus est fixé par une faille. Une fracture transversale détermine une zone de faiblesse que la glace met à profit pour creuser la fosse aval de l'Isfjordrenna. Le "Kongsfjordjupet", fosse du Kongsfjord dans la plate-forme, pourrait s'expliquer aussi par un effondrement tectonique.

2 - LES PROFILS DES FJORDS

Nous avons retenu, parmi les nombreux profils enregistrés, 35 qui nous ont permis de classer les fjords en différentes catégories (fig. 12-1).

2.1 - Les fjords à profil dissymétrique sur ligne de faille

Lorsqu'un fjord a un profil transversal dissymétrique avec un versant raide et régulier, la responsabilité en incombe à une ligne de faille.

Une coupe a été faite sur 4 kilomètres de long à travers l'Ymerbukta (affluent de l'Isfjord) (R 26, fig. 12-2).

Fig. 12-1 - Localisation des profils -sondeur

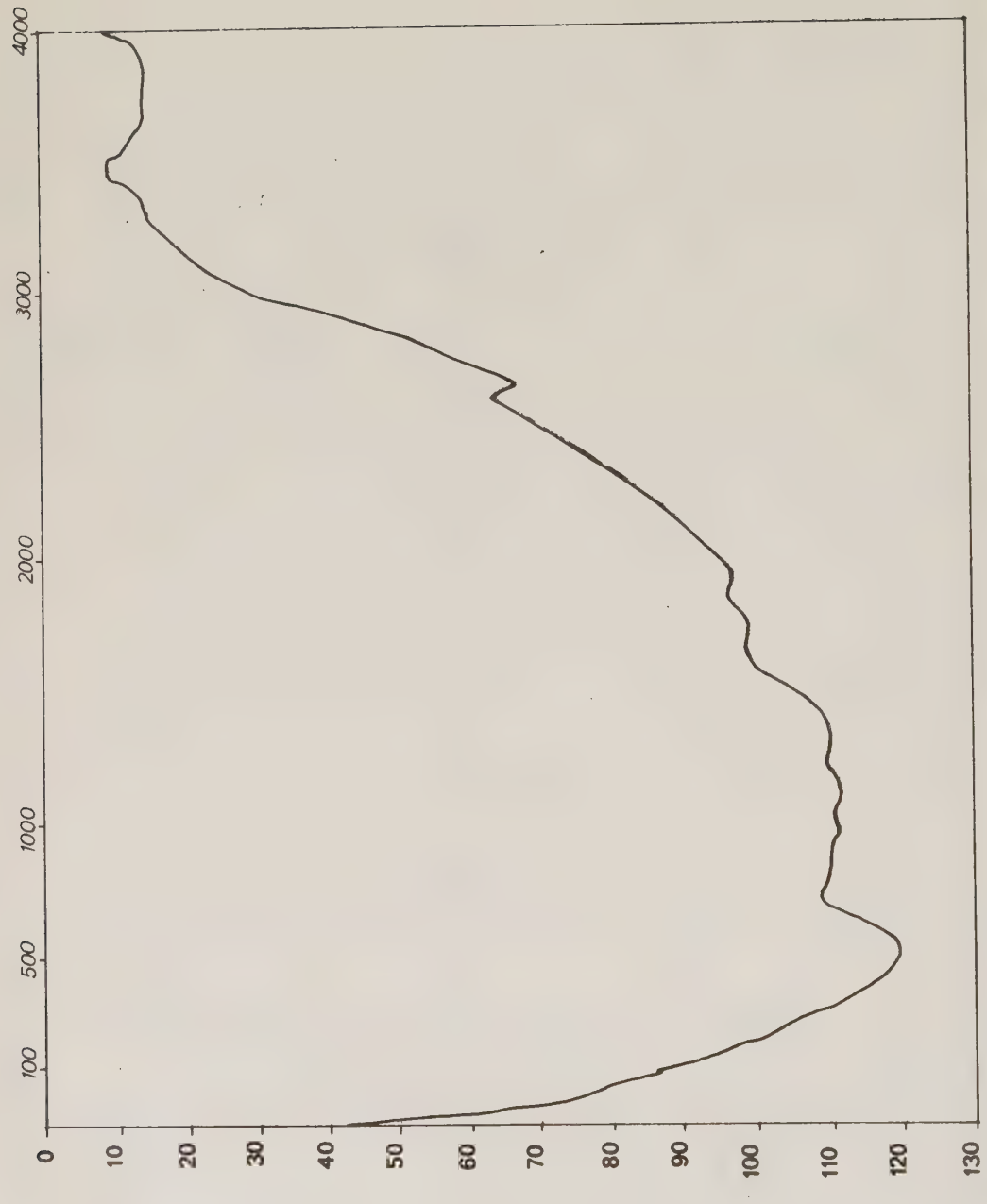


Fig. 12-2 - R. 26 Ymerbukta SW-NE.

Le versant Sud-Ouest descend brusquement du trait de côte jusqu'à 120 m, avec une pente de 24 %, et contraste avec le versant opposé dont la pente moyenne ne dépasse pas 4,2 %. Le contact est net entre le versant Sud-Ouest et le fond ; il est indéterminé pour l'autre versant.

La dissymétrie, la raideur de l'un des versants, sont encore plus nettes sur les longs profils de 7 500 et 10 000 mètres, tracés à travers le Kongsfjord (R 22 bis, figure 12-3 ; R 23, figure 12-4 . Le premier, du Sud au Nord, le deuxième du Nord au Sud. Les versants Sud sont semblables, réguliers et abrupts (valeur de la pente : 30 % et 33 %). Cette raideur n'est pas d'origine lithologique car le versant du profil 23 est rocheux et calcaire alors que le 22 bis est taillé dans des grès recouverts d'un manteau de vase. Jusqu'à 50 m, l'allure et la nature de ces versants sont bien connues, car ils ont été explorés en plongée (P 41, P 34, P 25, P 38, P 39, P 46). Tout le long de la rive Sud du Kongsfjord, nous avons retrouvé le même type de versant abrupt qui pourrait être un escarpement de faille. Là passerait la faille responsable du tracé du Kongsfjord.

2.2 - Les fjords au profil en auge

2.2.1 - Profil en auge dissymétrique

L'oeuvre de l'érosion glaciaire est évidente puisqu'elle a donné aux fjords la forme classique de la vallée glaciaire, mais elle n'exclut pas l'influence tectonique ; aussi les auges ont-elles souvent un profil transversal dissymétrique. C'est le cas de l'Adventfjord (R 35, figure 12.5) dont le versant Sud descend régulièrement jusqu'à 70 mètres avec une pente de 35 %, alors que le versant Nord, en pente plus douce, se raccorde au fond de façon insensible.

Le berceau de l'Adventfjord est remarquablement régulier : 77 mètres de profondeur en amont et 87 mètres en aval, pour une largeur de 2 800 mètres. Ce n'est pas très profond, mais une centaine de mètres est une profondeur moyenne très fréquente pour les fjords affluents

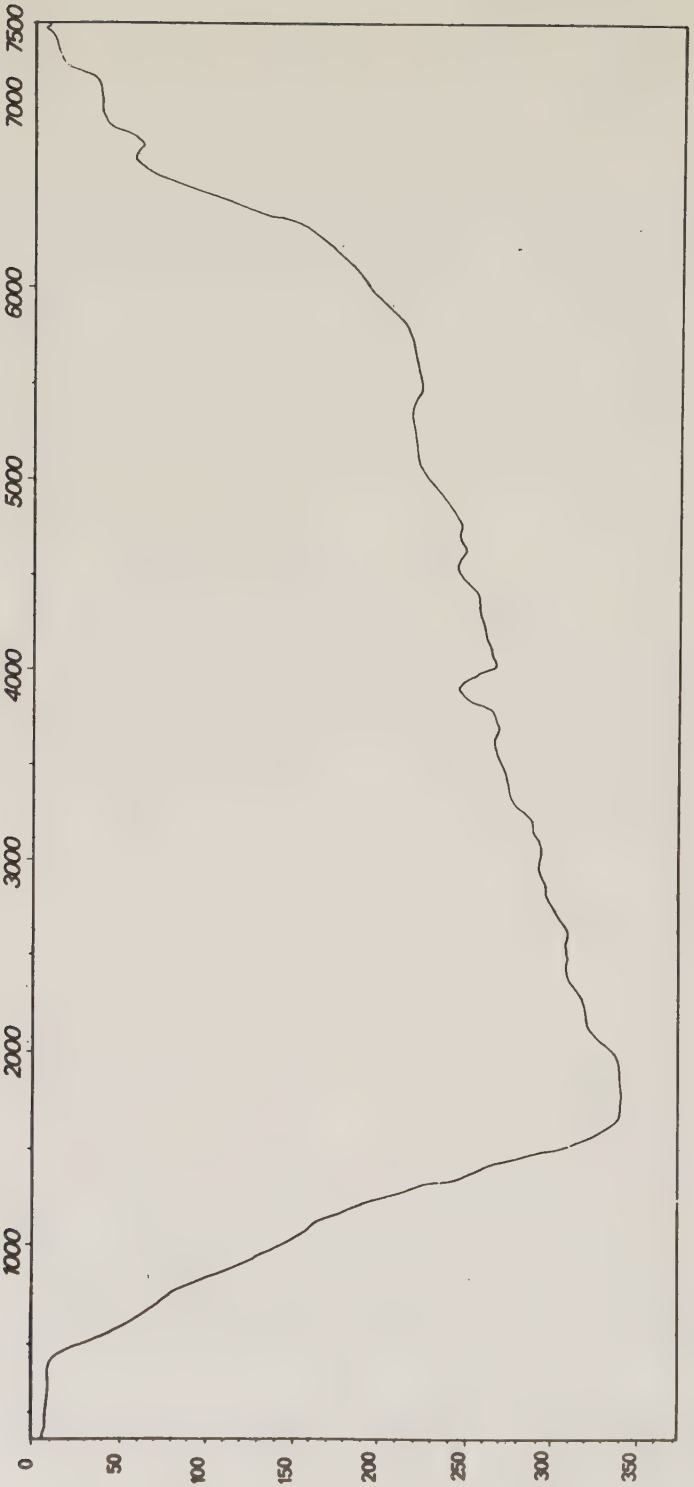


Fig. 12-3 R 22 bis

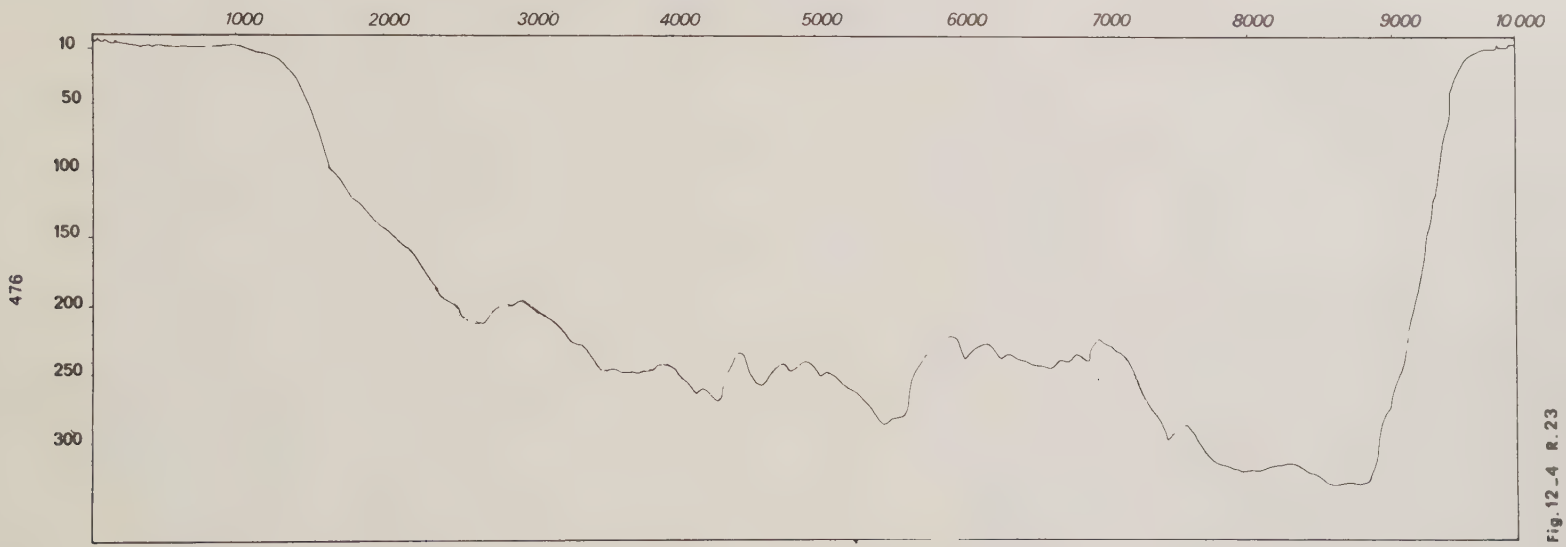

1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10 000
10
50
100
150
200
250
300
476

Fig. 12_4 R.23

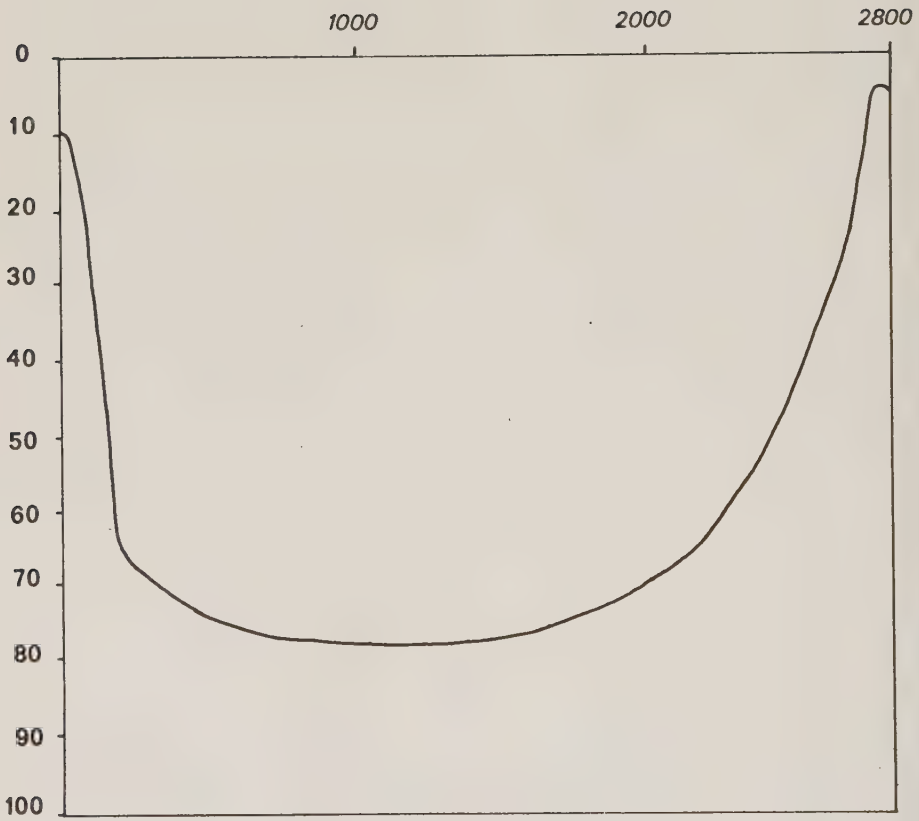


Fig. 12-5 - R. 35 Adventfjord S-N.

de l'Isfjord. Une carte marine détaillée, établie pour ce fjord, montre qu'il est très régulier, dépourvu d'accidents autant dans le profil transversal que dans le profil longitudinal. C'est l'auge la plus régulière que nous ayons sondée et il est curieux de constater qu'elle correspond à la partie ennoyée d'une vallée aujourd'hui sans glacier.

Le Krossfjord (R 10, fig. 12-6) est aussi un exemple d'auge à profil dissymétrique, deux fois plus large et deux fois plus profonde que celle de l'Adventfjord ; mais ceci n'a rien d'étonnant car, au niveau du profil R 10, le Krossfjord a déjà collecté plusieurs glaciers. Le versant Est est beaucoup plus abrupt (56 %) que le versant Ouest (22 %). Le fond de l'auge, large de 1 800 mètres atteint la profondeur de 346 mètres. Ce profil R 10 se situe au centre de l'ombilic mis en valeur par les cartes bathymétriques. Au milieu de l'ombilic, la glace a légèrement raboté le seuil médian qui sépare la vallée en deux parties, en amont sur le profil R 12 et en aval sur le profil R 11. Le trait du profil est régulier ; cependant, entre 260 m et le fond, quelques irrégularités accidentent le versant Ouest. D'après l'enregistrement assez flou du trait, elles pourraient être des monticules de vase molle.

2.2.2 - L'auge dissymétrique au fond bosselé

Deux profils du Tempelfjord (R 32, fig. 12-7 et R 33, fig. 12- 8) représentent des auges dissymétriques ; la fosse se trouve toujours au pied d'un versant Sud, puis le fond remonte doucement vers le Nord. Les deux coupes sont à peu près semblables, avec cette différence que R 32 a 102 m de fond alors que R 33 n'en a que 88. Ceci n'est d'ailleurs pas une anomalie car R 32 a été tracé en aval de R 33, or généralement la profondeur des fjords s'accroît vers l'aval.

Le fond est moins régulier que celui de l'Adventfjord ou du Krossfjord (R 10) ; il est bosselé. La netteté du trait de sonde peut aussi bien correspondre à de la roche raboutée qu'à de la vase très dure.

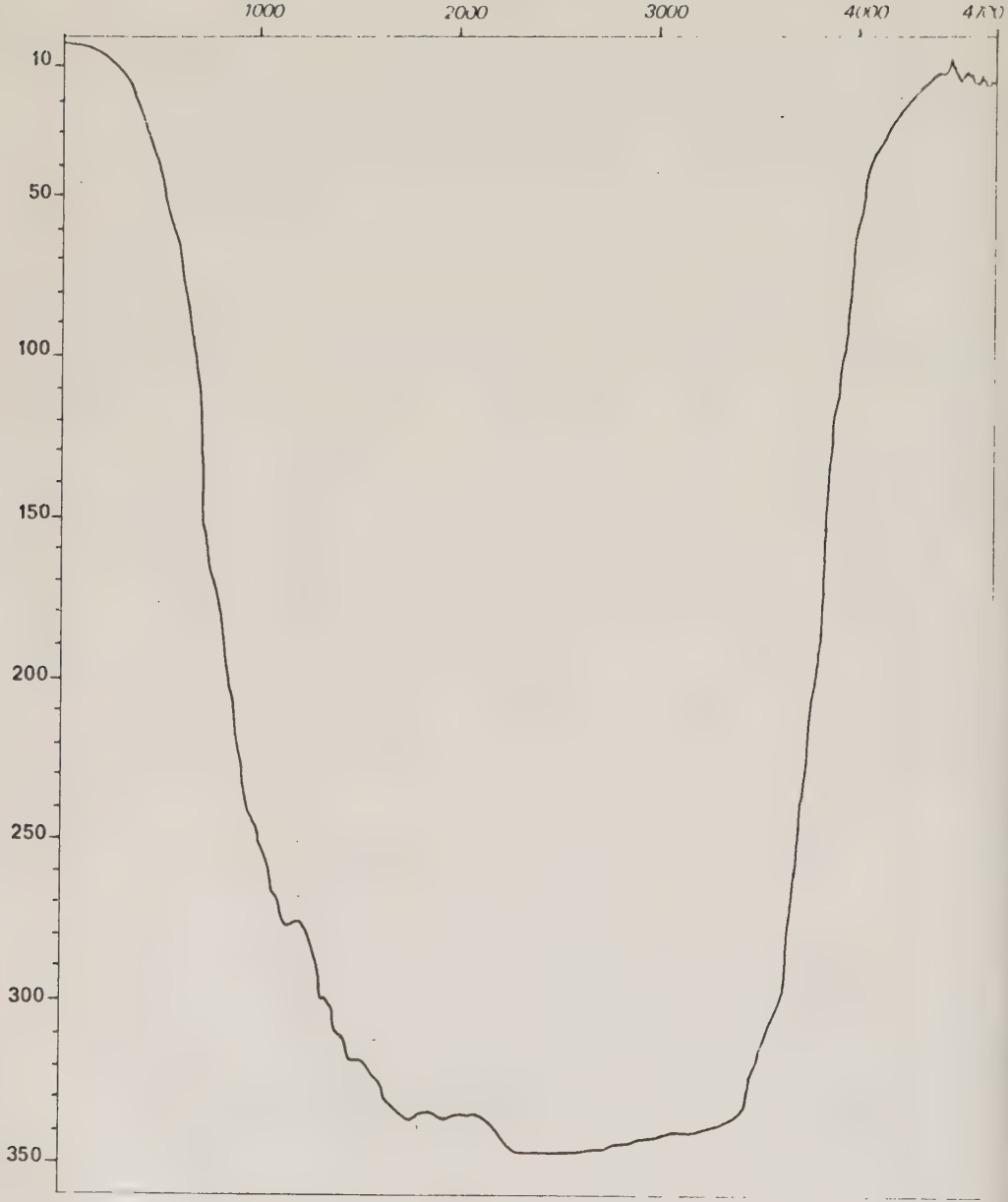


Fig. 12-6 - R. 10 Krossfjord W-E.

Fig. 12-7 - R. 32 Tempelfjord S-N.

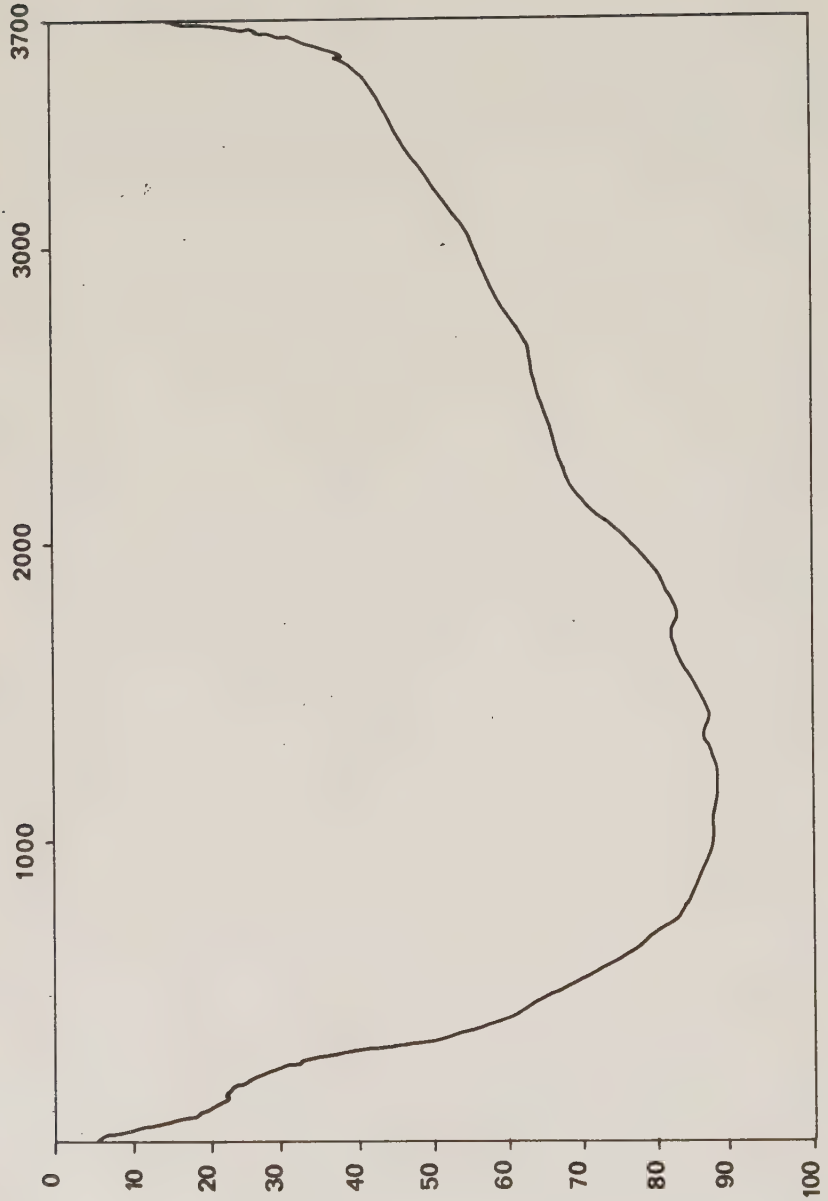


Fig. 12-8 - R. 33 Tempelfjord S-N.

Mais ce qui surprend, c'est qu'entre ces deux profils semblables, nous avons levé un troisième (R 31, fig. 12-9) assez différent. Le fond est beaucoup plus irrégulier ; la fosse (105 m) est séparée par un seuil d'un replat sur la rive nord (98 m). Le profil traverse-t-il ici un verrou ? Le versant Nord est d'ailleurs interrompu à 25 m par une plateforme qui est la partie immergée d'un strandflat qui se développe à l'est du Cap "Bjona Pynten". Seul le versant Sud reste à peu près identique à lui-même (fig. 12-10 : les trois profils superposés du Tempelfjord).

Cet exemple nous incite à la plus grande prudence ; il est dangereux de tirer des conclusions générales à partir d'exemples isolés car des irrégularités peuvent toujours intervenir.

2.2.3 - L'auge à chenaux

L'auge d'Engelsbukta (R 8, fig. 12-11) est de grande envergure (3 500 m de large) et d'une profondeur moyenne de 102 m. Elle est accolée à un strandflat bien développé. Versant Sud et versant Nord, très réguliers, de pente 10 % et 16 %, entrent en contact brusque avec un fond au tracé général horizontal. Ce plancher d'auge est découpé par des chenaux en trait de scie, séparés par des crêtes souvent aiguës, rarement arrondies. Même en tenant compte de la distorsion de l'échelle des hauteurs, ces formes sont très accentuées. Les deux chenaux les plus creusés présentent un dénivelé d'une quinzaine de mètres, les autres de 8,7 m au moins. La netteté du trait de sonde indique que la vallée est creusée dans la roche ou la vase très durcie. On retrouve les chenaux sur le profil R 9 (fig. 12-12), levé en aval ; mais ils n'existent pas en amont sur le profil R 7 (fig. 12-13).

Les ravins qui accidentent le fond du fjord pourraient être des chenaux sous-glaciaires. Les glaciers Comfortless et Uvêrs, formant un tronc unique, ont emprunté cette voie du fjord d'Engelsbukta. Or il est exclu qu'après le recul des glaciers des courants marins aient pu exercer une telle érosion à cette profondeur.

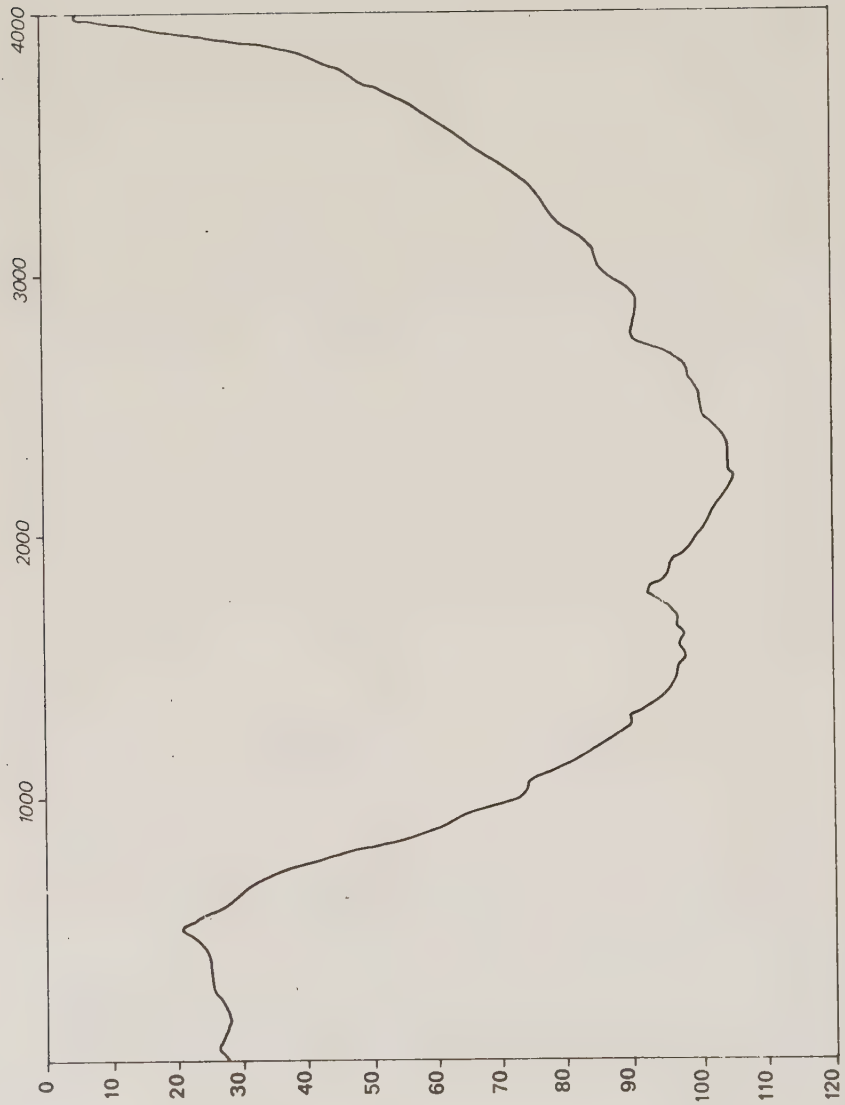


Fig. 12-9 - R. 31 Tempelfjord N-S.

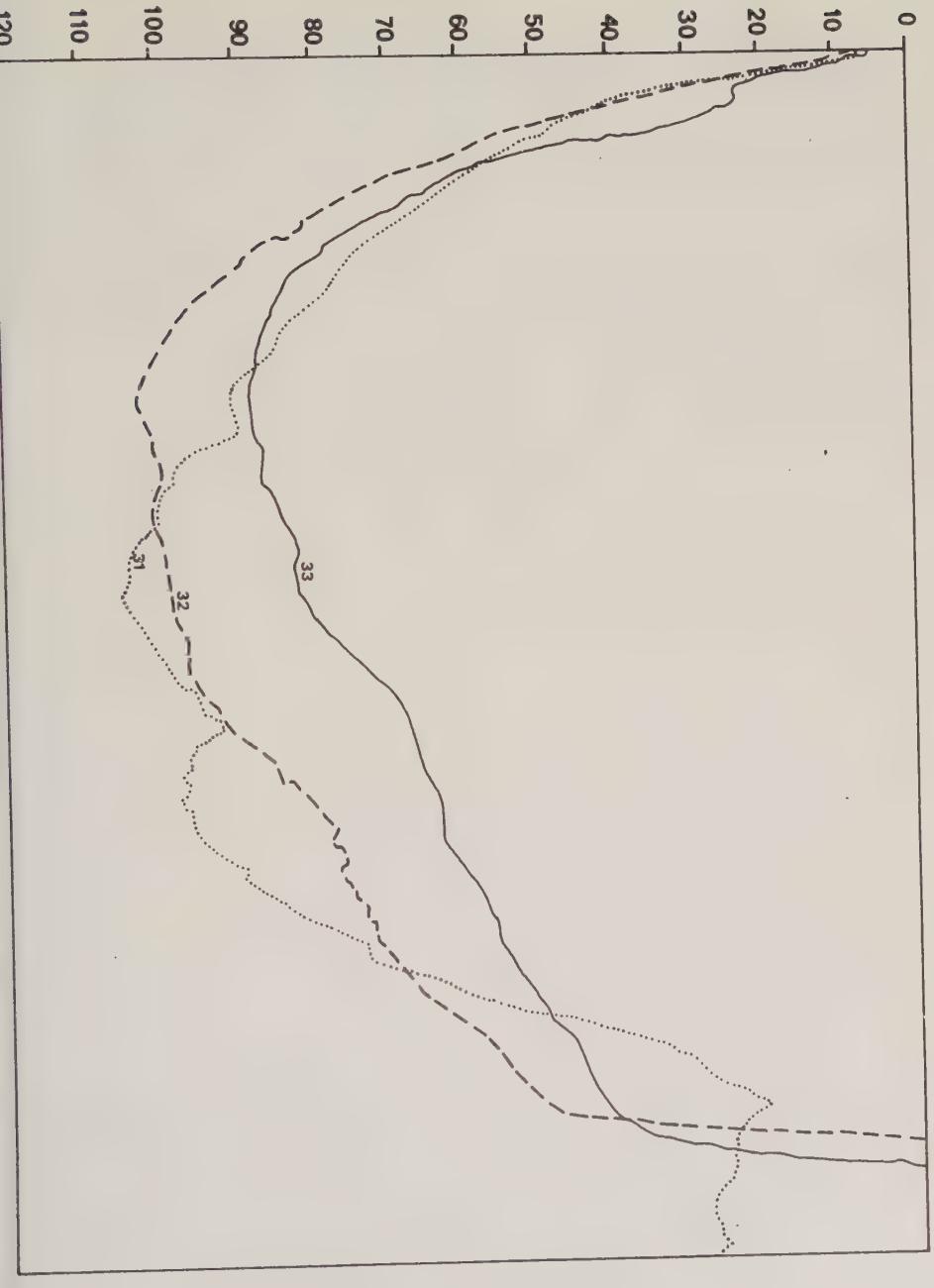


Fig. 12-10 - R. 31-32-33 Trois profils dans le Tempelfjord.

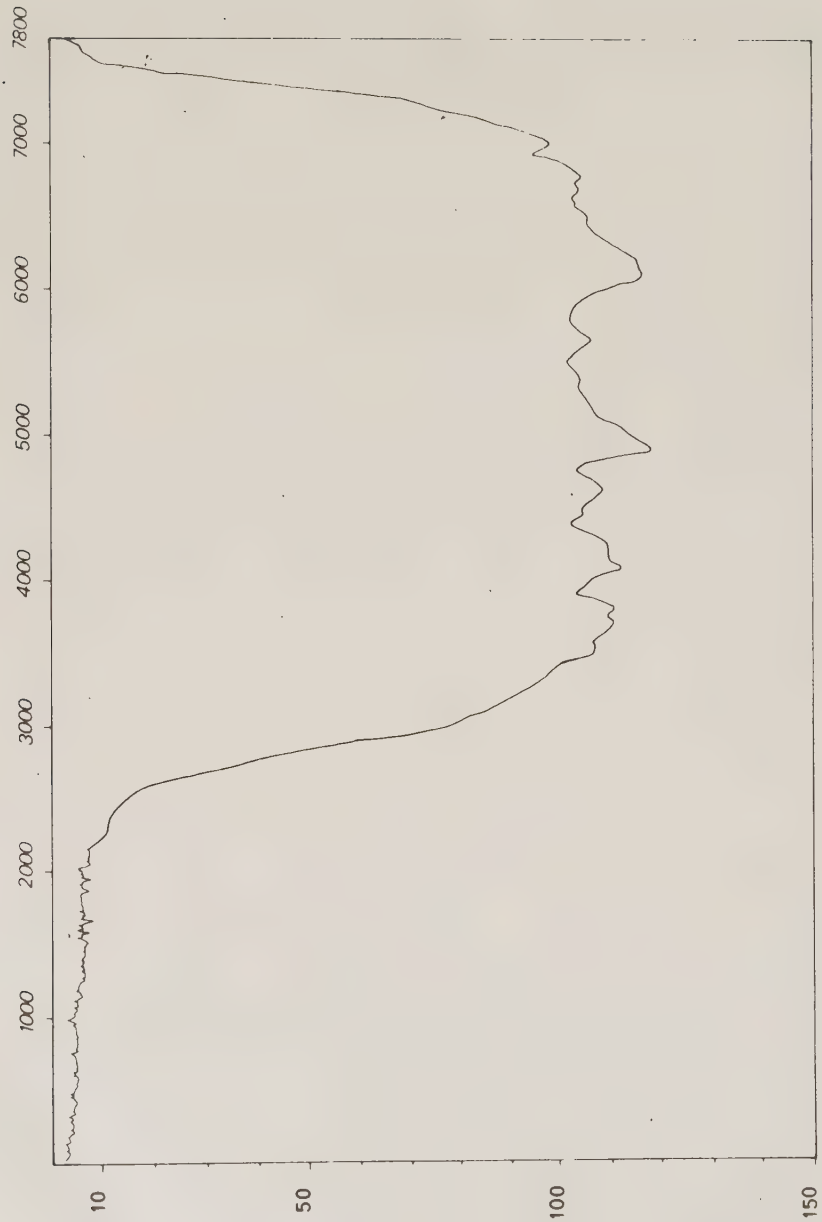


FIG. 12_11 R.8

On a donc là l'héritage, sans doute intact, d'une topographie sous-glaciaire. Les chenaux sous-glaciaires ne sont pas continus le long de la vallée glaciaire. La zone à chenaux semble se localiser de préférence vers l'aval (le profil d'amont R 7 en est dépourvu).

2.3 - Les fjords à profil en V

2.3.1 - Profil en V régularisé

Le profil d'Engelsbukta (R 7, fig. 12-13) est celui d'une vallée régulière. Les replats qui accidentent quelque peu les versants sont à peine esquissés. Les versants ont des pentes assez faibles : 10 % en moyenne au Sud, 7 % au Nord. Le fond n'a pas 500 m de large. Il est régularisé comme l'est d'ailleurs l'ensemble du profil taillé dans de la roche bien polie ou tapissée de vase durcie. Précisons que cette coupe se situe en amont de celle de l'auge à chenaux R 8 (fig. 12-11).

Le profil R 1 (fig. 12-14) est tracé dans le Kongsfjord par le travers de l'ancienne vallée du Kongsbre. Si l'on envisage uniquement la fosse, on peut évaluer sa largeur à 3 000 m dans la partie supérieure, 250 m à peine au fond. L'allure générale est en V, avec des pentes de 13 % pour le versant NW, 16 % pour le versant SE. La fosse est bien régularisée (196 m de profondeur).

La vallée du profil R 2 (fig. 12-15) toujours dans le Kongsfjord, mais en aval de R 1, a une ampleur accrue en largeur : 4 000 m, et surtout en profondeur : 318 m. L'érosion glaciaire fut plus vigoureuse car la vallée a servi de passage à un collecteur unique, ayant rassemblé les deux langues glaciaires du Kongsvegen et du Kongsbre. Cependant, l'allure générale reste la même : un V aux côtés dissymétriques car l'influence de la grande faille, déjà signalée sur la rive Sud, se fait sentir (pente : 10 et 31 %). Le fond de la vallée est étroit (500 m), accidenté quelque peu par trois chenaux ; mais ceux-ci sont faiblement développés (3 m de dénivelé).

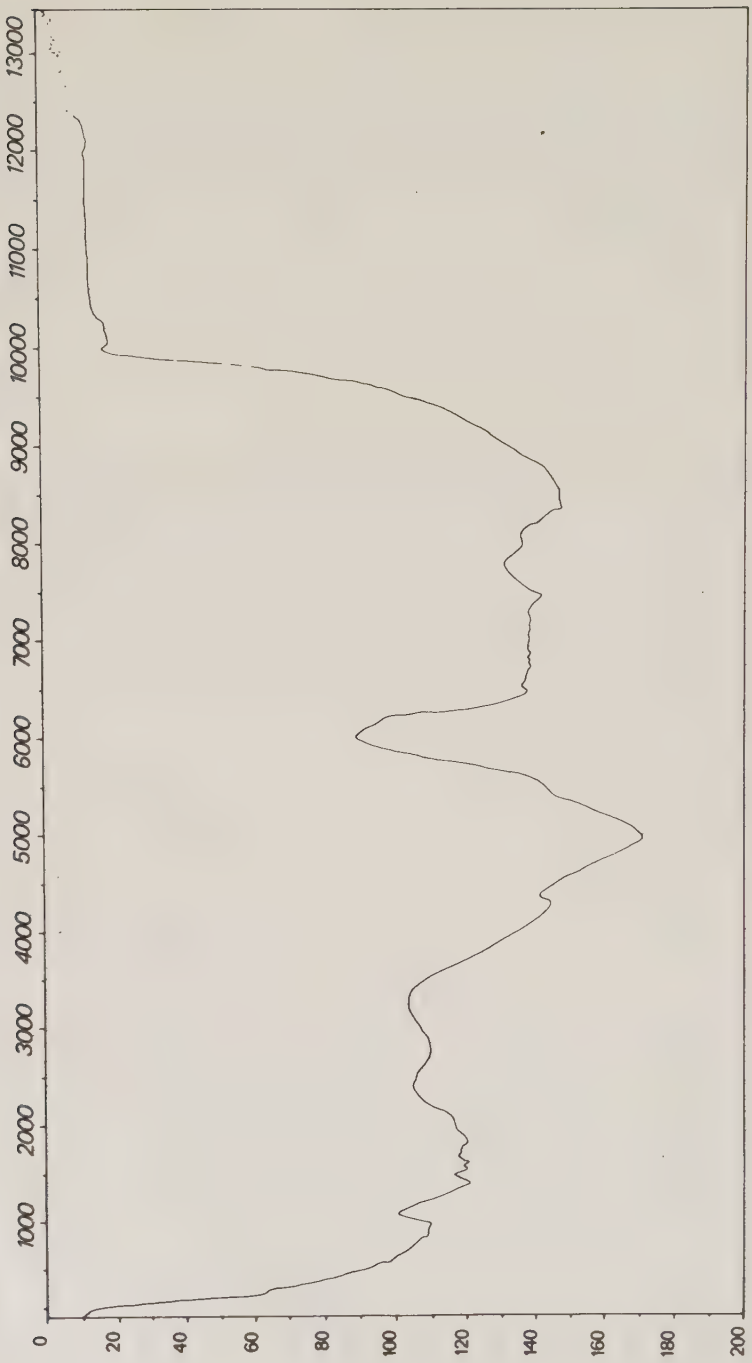

1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
11000
12000
13000
0
20
40
60
80
100
120
140
160
180
200

Fig. 12_12. R. 9

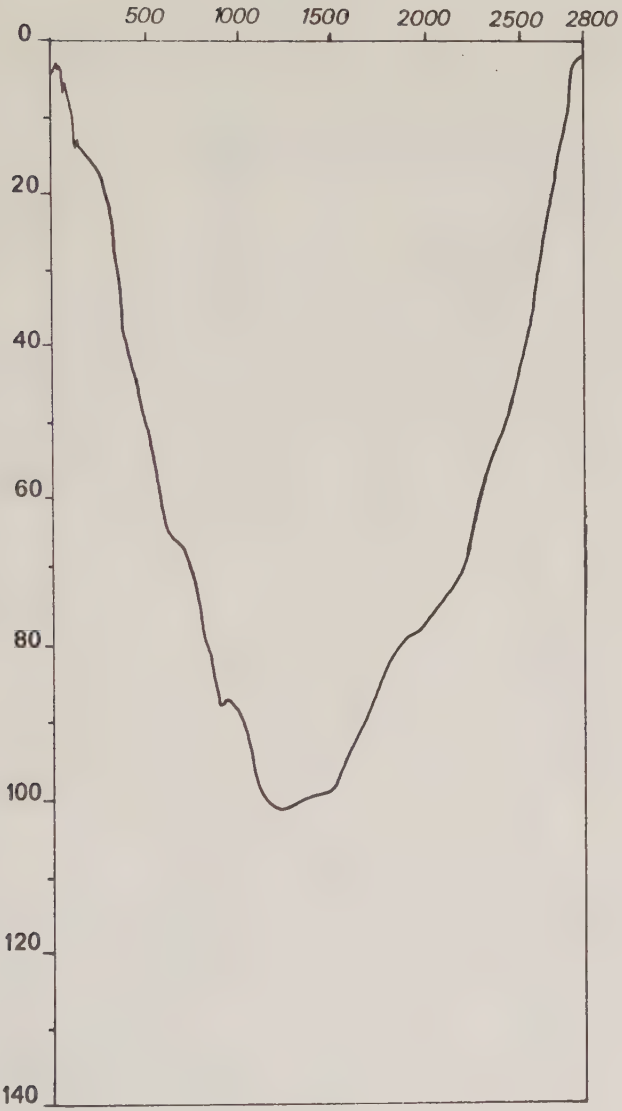


Fig. 12-13 - R. 7 Engelsbukta SW-NE.

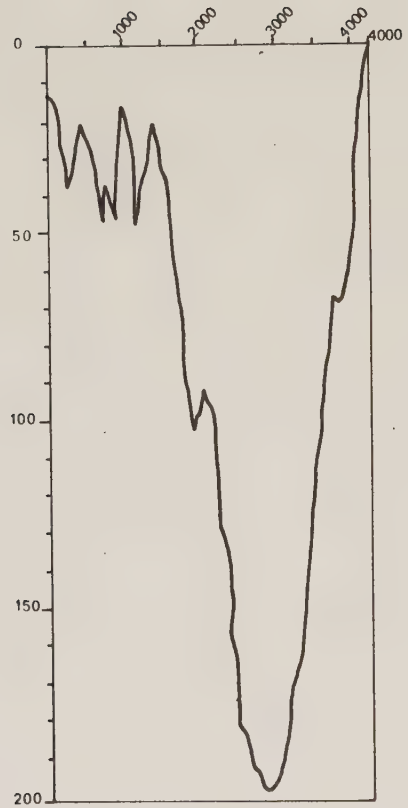


Fig. 12-14 - R. 1 Kongsfjord N-S.

2.3.2 - Profil en V avec chenaux

Dans le Kongsfjord, le profil R 3 (fig. 12-16) présente une vallée en V dissymétrique dont le fond est creusé de chenaux : l'un à 362 m, l'autre à 345 m, avec entre les deux une crête qui culmine à 329 m, soit une trentaine de mètres de dénivelé. D'après l'enregistrement du trait de sonde, cette crête serait constituée de vase molle alors que le reste de la vallée est entaillé dans la roche ou dans la vase dure.

Les nombreux profils réalisés dans le fjord du glacier Mayer sont tous caractérisés par la présence de chenaux. R 13 (fig. 12-17) est en forme de V dissymétrique. Le versant Sud est plus abrupt (pente : 24 %) que le versant Nord : 15 %. Cette dissymétrie se retrouve sur tous les profils ; le versant Sud est un abrupt tectonique. Le fond de la vallée ne dépasse pas 250 m de large ; il est formé de deux chenaux. Contrairement à l'abrupt de faille qui est régulier, le versant Nord est hérissé de chicots. Correspondent-ils à une certaine disposition des bancs rocheux ? Correspondent-ils à un certain mode d'écoulement glaciaire ?

Le fond de la vallée R 14 (fig. 12-18), devant le Mayerbre également, est élargi (800 m), mais l'allure générale reste la même : trois chenaux principaux à 95 m, 85 m, 80 m qui se dédoublent en ravins plus petits.

On retrouve les mêmes caractères dans le profil R 15 (fig. 12-19) : un fond de 82 m, formé d'un chenal principal accidenté de ravins secondaires, un flanc Nord interrompu par deux replats à 68 et 54 m, chacun entaillé par des ravins.

R 4 (fig. 12-20), R 5 (fig. 12-21), encore devant le Mayerbre, sont toujours des vallées à chenaux. Seules sont variables la dimension des ravins et leur localisation, tantôt dans le fond, tantôt sur les replats des versants.

Les profils tracés dans le fjord du Mayerbre sont d'autant plus intéressants que l'on connaît l'âge de ce petit fjord affluent. Au début du siècle, il n'existait pas encore et le front

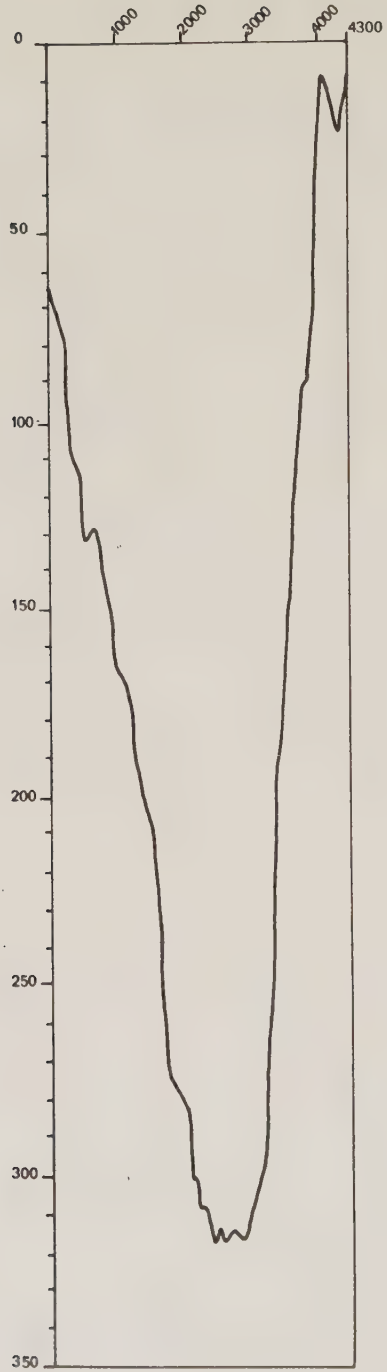


Fig. 12-15 - R. 2 Kongsfjord N-S.

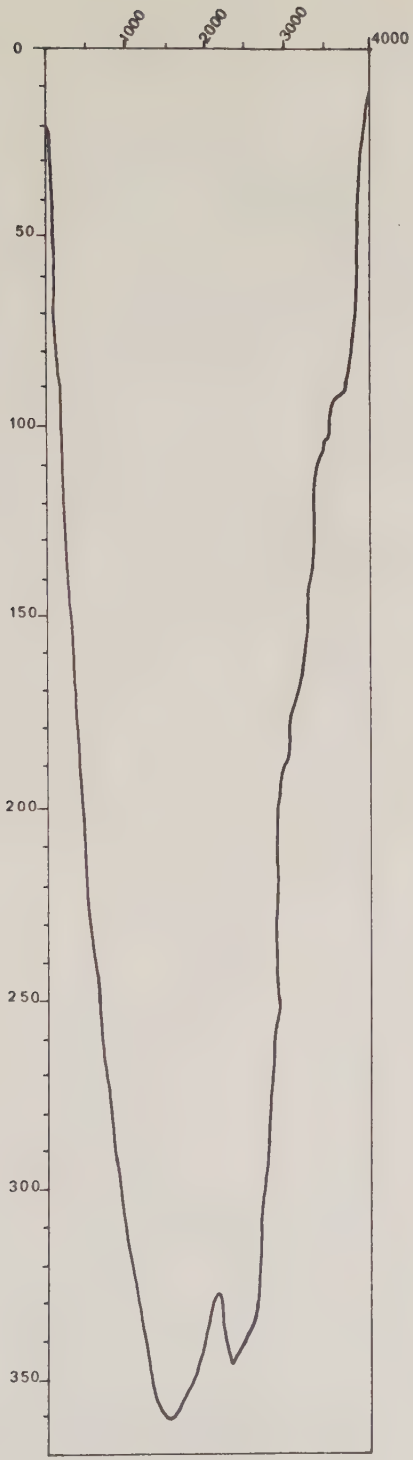


Fig. 12-16 - R. 3 Kongsfjord S-N.

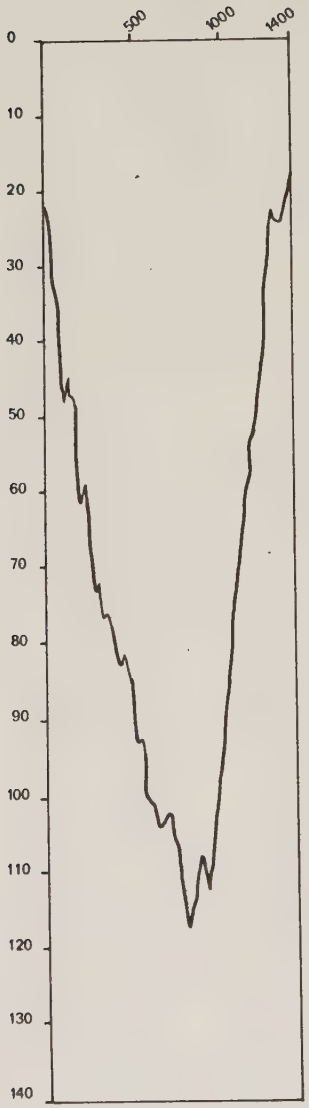


Fig. 12-17 - R. 13 Krossfjord (Mayer) N-S.

du glacier se trouvait à 1 000 m en avant du front actuel. Les profils restituent donc la topographie sans retouches d'une vallée qui vient d'être déglacée. Et cette topographie est très accidentée. Le profil à chenaux est bien le résultat d'un modelé sous-glaciaire. On a là une preuve indiscutable qu'une vallée de glacier n'a pas toujours un profil "typique" en auge. Le profil en V à chenaux est bien une topographie glaciaire.

2.4 - Les fjords à fosses parallèles (profils transversaux).

2.4.1 - Les vallées dédoublées

Deux bons exemples sont fournis par les profils R 11 (fig. 12-22) et R.12 (fig. 12-23) tracés à travers le Krossfjord. La forme générale est celle d'une auge, à rapprocher du profil R 10.

Le versant Ouest, très régulier et plus abrupt (27,4 % et 37 %) que le flanc Est (17,6 % et 16 %), doit être localisé sur une ligne de faille. Les profondeurs d'amont en aval (R 12 : 360 m ; R 10 : 346 m ; R 11 : 305 m), témoignent du relèvement vers l'aval du plancher de l'ombilic. Ceci est un phénomène souvent décrit. Mais, alors que dans l'ombilic se dessine une belle auge à fond régularisé, en amont comme en aval, la vallée sous-marine est dédoublée.

En amont, le chenal Est du profil est incisé en gorge étroite (100 m de large) : c'est le chenal du Möllerfjord correspondant à la vallée glaciaire du Kollerbre. Les grands replats du versant Est (100 m de large à la profondeur 320, 500 m de large à 260 m) étaient-ils les voies de passage des langues glaciaires affluentes ? Quoiqu'il en soit, le Kollerbre a creusé sa vallée plus profondément que le Lilliehöökbre responsable de la fosse Ouest dont la profondeur ne dépasse pas 280 m, mais dont la largeur atteint 800 m. Entre les deux fosses, le seuil qui culmine à 190 m est le prolongement de la presqu'île Kong Haakons.

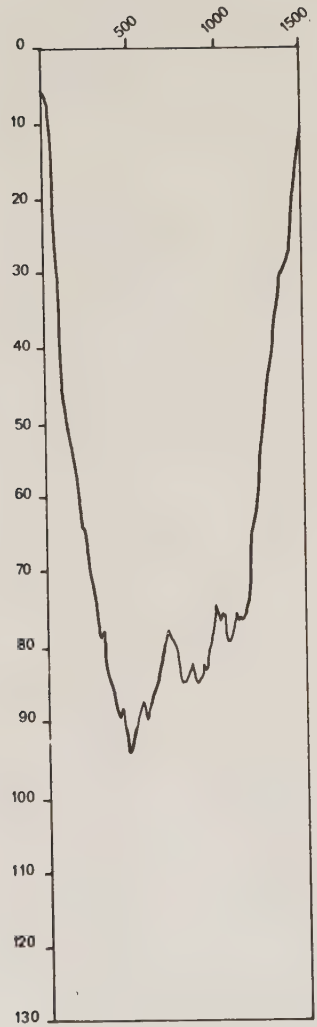


Fig. 12-18 - R. 14 Krossfiord (Mayer) N-S.

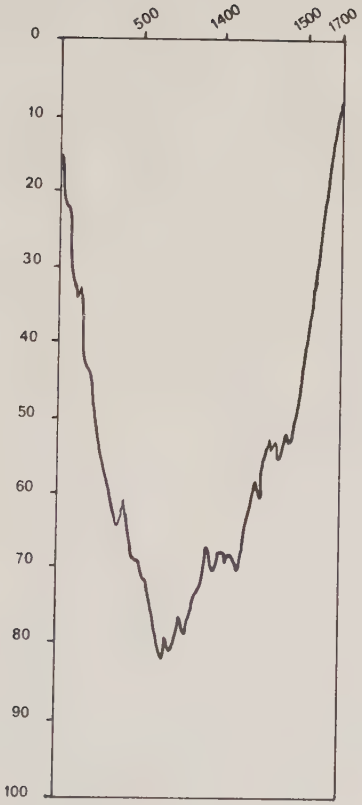


Fig. 12-19 - R. 15 Krossfjord (Mayer) S-N.

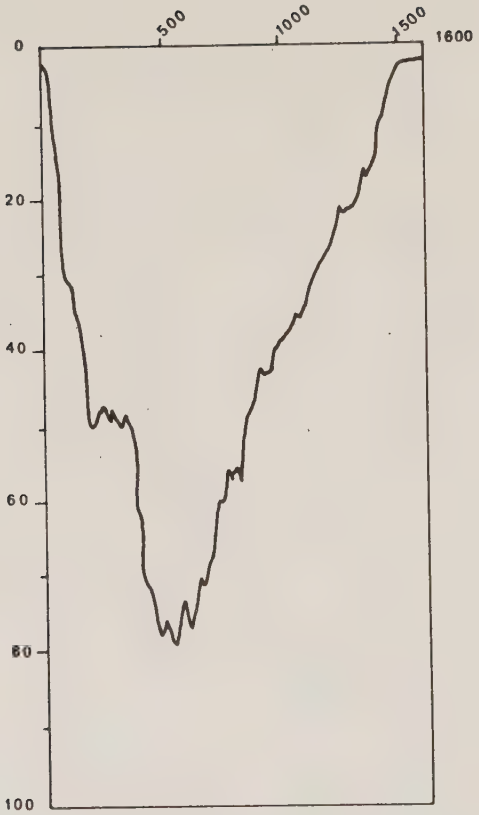


Fig. 12-20 - R. 4 Krossfjord (Mayer) S-N.

Sur le profil R 11 (fig. 12-22), en aval de l'ombilic, la vallée est à nouveau dédoublée. Le seuil qui sépare les deux fosses n'est pas très élevé (250 m). La fosse Est, la plus profonde (305 m), est aussi la plus régularisée. Cette régularisation peut être la conséquence de l'apport massif de glace à l'arrivée de tous les glaciers affluents qui débouchent sur la rive Est du Krossfjord et qui étaient collectés dans un émissaire unique. En revanche, la fosse Ouest est ravinée par les chenaux sous-glaciaires qui n'existent pas sur les profils tracés en amont. Il semble donc que les chenaux sous-glaciaires ne se répartissent pas indistinctement tout au long de la vallée. Il existe pour eux une situation optimale vers l'aval des fjords, juste avant que ceux-ci, puisqu'il s'agit de vallées affluentes, ne rencontrent l'émissaire principal. Par exemple : R 13, R 14, R 15 au débouché du Mayerfjord dans le Möllerfjord; R 8 au débouché d'Engelsbukta dans le Forlandsund.

Le profil R 29 (fig. 12-24) dans l'Ekmanfjord montre aussi une vallée dédoublée. Un seuil peu profond (15 m), large de 800 m, rocheux et tout hérissé de récifs sépare deux fosses : celle de l'Est au fond rocheux arasé est creusée de chenaux vers 52, 53 m (ce qui n'est pas une profondeur bien considérable) ; ancienne vallée glaciaire, elle fut le chenal d'écoulement du Holmströmbre, grossi du Orsabre. La fosse Ouest, moins bien développée (profondeur 40 m) avec un épaulement à 33 m, est l'ancienne vallée du Sefströmbre. Les deux fosses sont accidentées de chenaux sous-glaciaires.

On peut aussi rencontrer des vallées dédoublées dans le cas où un accident de terrain oriente le courant glaciaire vers l'un des côtés de la vallée. Dans le profil R 30 (fig. 12-25), à travers la baie Gipsvika, la fosse principale (45 m) est vers le Sud. Le fond est accidenté de chenaux dont le principal a sans doute été emprunté par l'ancien glacier de la Gipsdalen. Le seuil médian est le prolongement sous-marin d'un cap rocheux qui affleure à la côte sur la rive droite de la rivière Gipsdalen. La fosse annexe de la rive Nord (28 m) avec son hérissement de rochers n'a guère de caractères glaciaires.

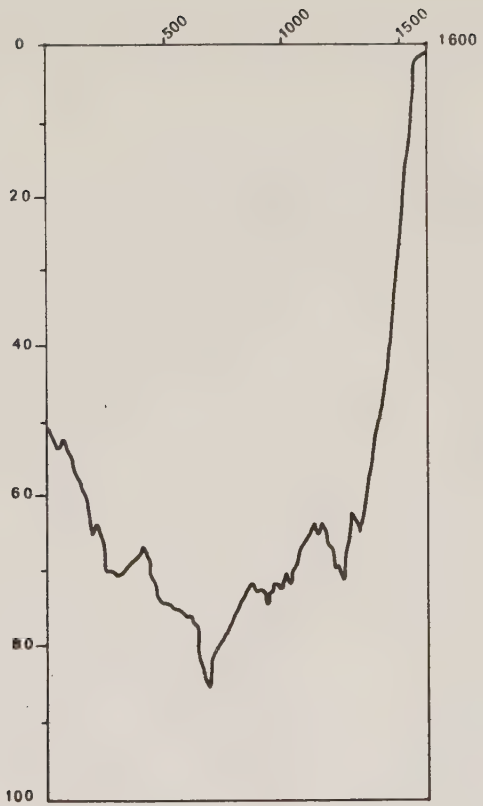


Fig. 12-21 - R. 5 Krossfjord (Mayer) NW-SE.

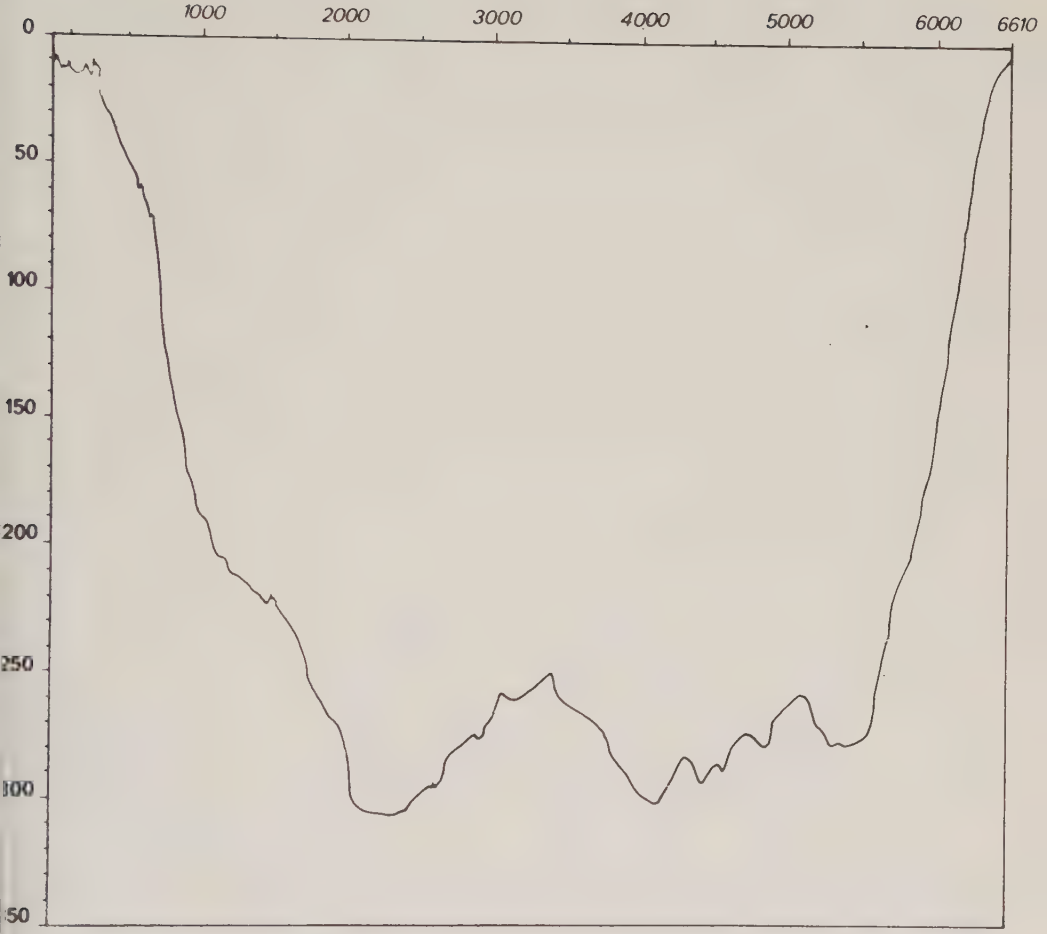


FIG. 12_22 R.11

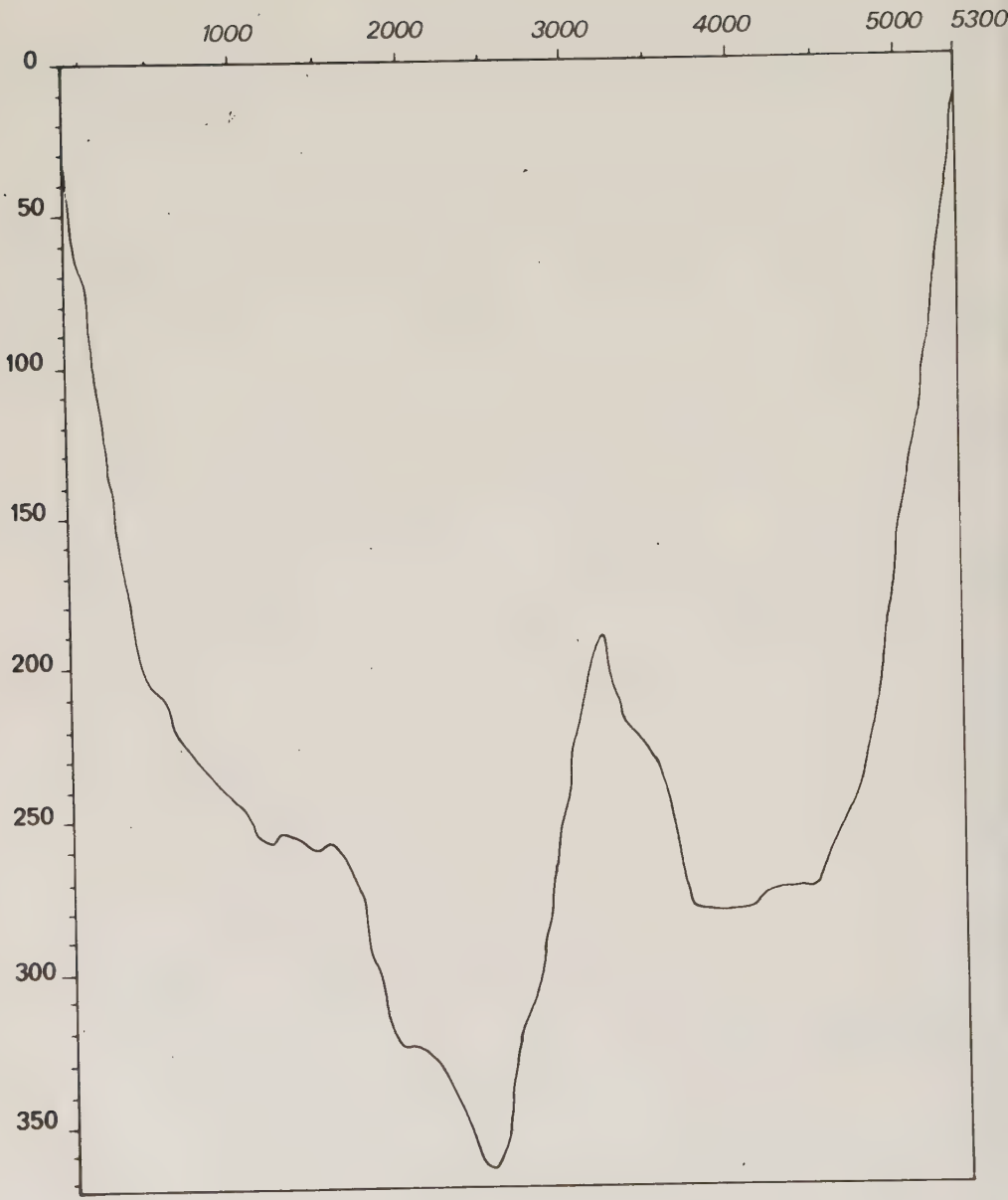


FIG. 12 - 23 R.12

Le profil R 25 (fig. 12-26), levé dans la baie Eidembukta, est assez semblable à la coupe de Gipsvika. La fosse principale (128 m) est l'auge par où s'écoulait l'Eidembre. L'accident médian, prolongement sous-marin d'un cap rocheux, culmine à 40 m. Et la fosse annexe (70 m de fond) n'est sans doute pas d'origine glaciaire. Au-delà commence un strandflat assez profond (20-30 m), tout hérissé de récifs.

2.4.2 - Les longs profils complexes

Sur des parcours de 7 800 m, 13 000 m et 15 000 m, il est évident qu'il n'y a pas une simple forme glaciaire ennoyée. Le glacier qui s'est écoulé là était collecteur de plusieurs glaciers affluents. En outre, sur de longs parcours divers accidents peuvent provoquer des perturbations.

Prenons pour exemple R 34 (fig. 12-27) dans le Sassenfjord. Le profil a été tracé à un endroit où s'écoulait non seulement le glacier de la Sassendalen, aujourd'hui disparu, mais aussi ceux du Von Post et du Tuna, collectés par le chenal devenu le Tempelfjord. On est tenté de retrouver ces trois langues glaciaires dans les fosses de 60 m, 92 m, 100 m ; cette dernière, la plus large et la plus profonde, étant la voie de passage du glacier de Sassendalen, le plus puissant de tous. L'ensemble forme une très large vallée à versants doux (pente 8 %), entaillée, d'après l'allure du trait de sonde, dans de la roche arasée.

Interpréter une longue coupe comme celle du Forlandsundet R 9 (fig. 12-28) devient délicat, car de nombreux facteurs ont pu entrer en jeu. Un strandflat de 3 500 m de large est accolé à une auge immense, de 10 000 m de large. La forme générale est bien celle d'une auge aux versants réguliers. La pente des flancs (8 %) est très exagérée par l'échelle utilisée. Entre ces deux versants, la topographie est assez compliquée. En partant de l'Est, à un grand replat (3 000 m de large à 110 m de fond) succède une fosse resserrée qui atteint 170 m, puis un seuil qui culmine à 90 m et une deuxième fosse plus large mais moins profonde (148 m). La fosse Est

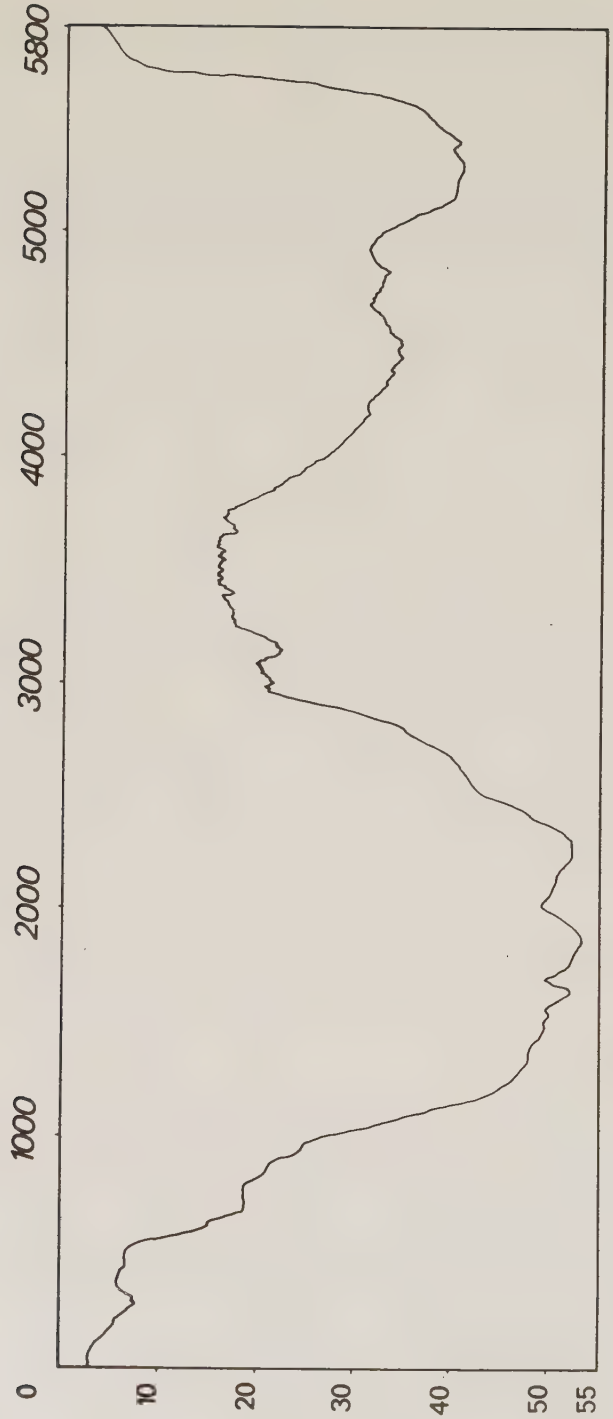


FIG. 12_24 R.29

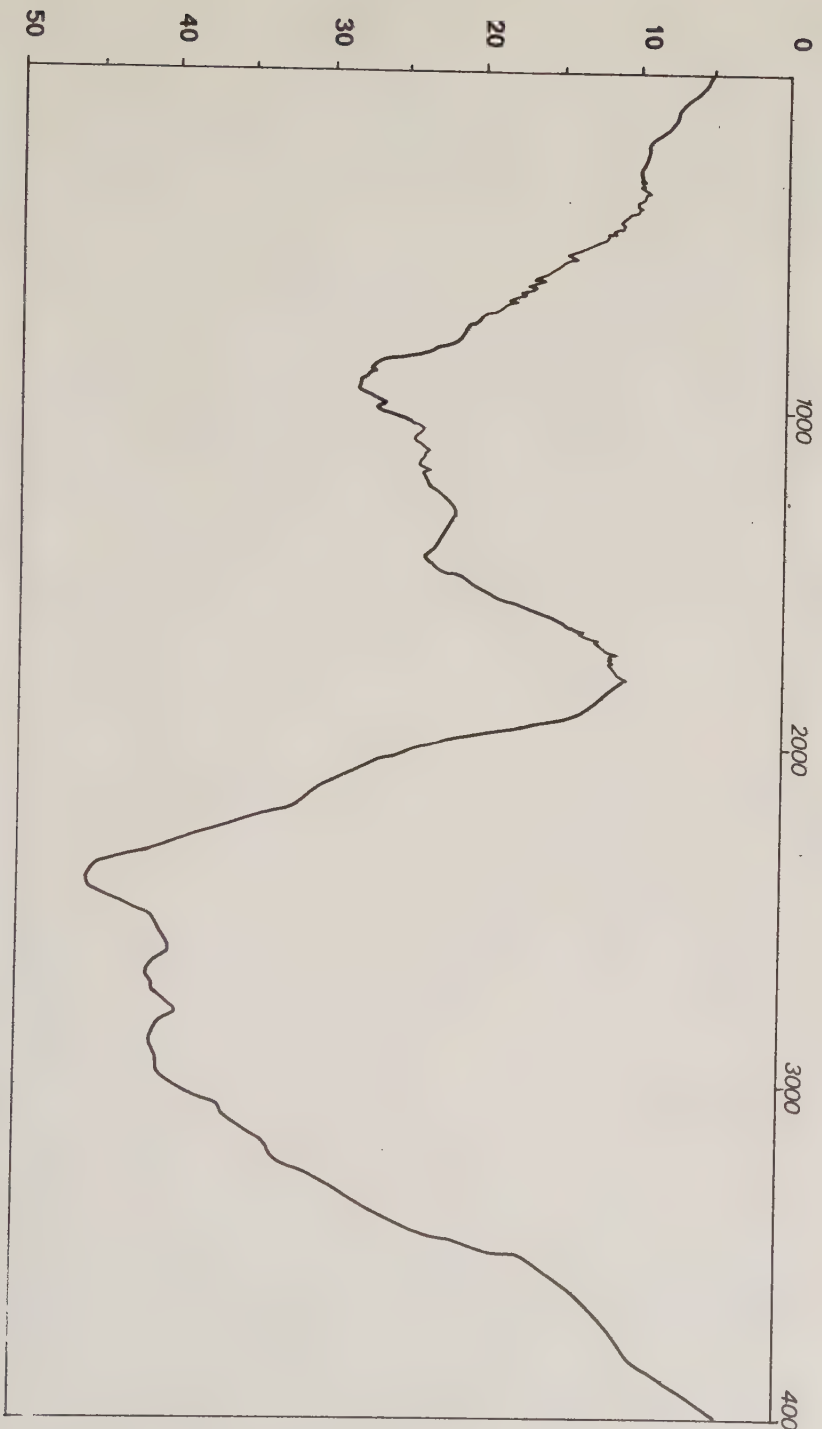


Fig. 12-25 - Gipsvika NW-SE.

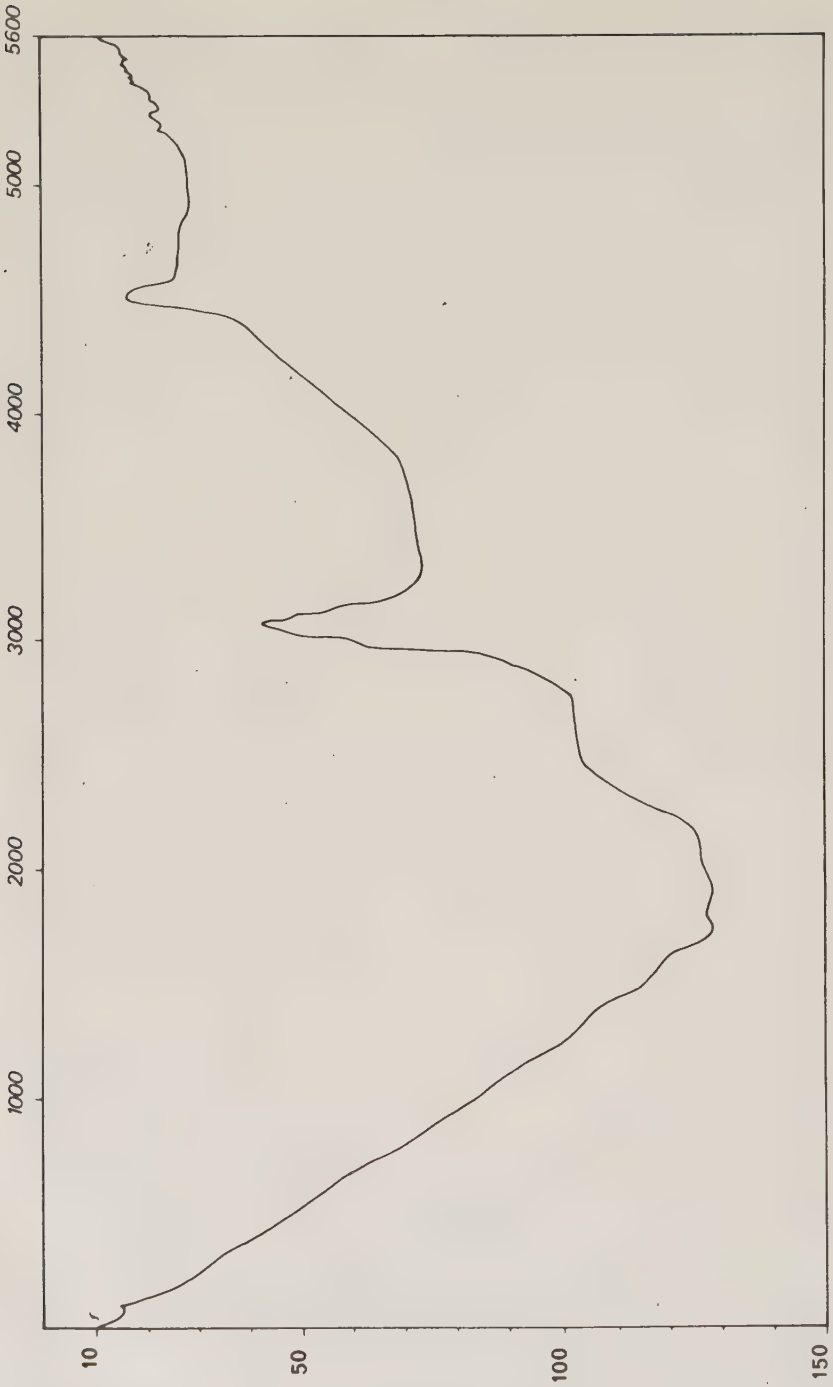


FIG. 12_26 R. 25

avec le replat pourrait représenter d'anciens passages glaciaires du Comfortlessbre et de l'Uvêrsbre. Quelle est alors l'origine de la fosse Ouest ? Est-elle une manifestation du fossé d'effondrement tertiaire du Forlandsundet ? Cette hypothèse n'est guère acceptable car nous ne voyons pas de trace du graben le long du profil R 6 (fig. 12-30) levé à quelque distance de R 9. Par conséquent, pour interpréter un long profil complexe, il faut des éléments supplémentaires, des comparaisons avec les profils voisins. Nous ne pourrons le faire que pour le Kongsfjord (R 24 par exemple) car nous avons pu rassembler dans cette zone toute une série d'observations : nombreux profils, dragages, plongées.

2.5 - Un type de fjord très jeune au fond accidenté de pitons argileux

C'est le résultat d'une récente occupation par la mer de formes d'accumulation morainique.

Le profil R 28 (fig. 12-29) est enregistré pour à fait en amont de l'Ekmanfjord ; long de 10 000 m, il coupe tout le fjord du NE vers le SW à travers deux fosses et un interfluve.

La fosse Ouest et le seuil ont un modelé semblable ; la fosse Est, de profondeur analogue, présente un aspect différent. C'est une large vallée sous-marine (3 500 m) évasée, aux pentes assez faibles. Le fond, très régularisé, n'atteint que 41 m. Ce large berceau, modelé dans la vase, est la partie aval du sandur de Holmströmöyra envahie par la mer.

Le seuil (large de 3 000 m) et la fosse Ouest (profondeur 50 m) présentent le même modelé extraordinaire. C'est une succession invraisemblable de pitons aigus dont les plus élevés ont une douzaine de mètres de dénivelé, d'autres 4 à 5 m, d'autres encore, plus petits, se superposent aux précédents. Ces pitons peuvent affleurer à la surface de la mer lorsqu'ils correspondent aux hauts fonds du seuil.

Fig. 12_27. R.34

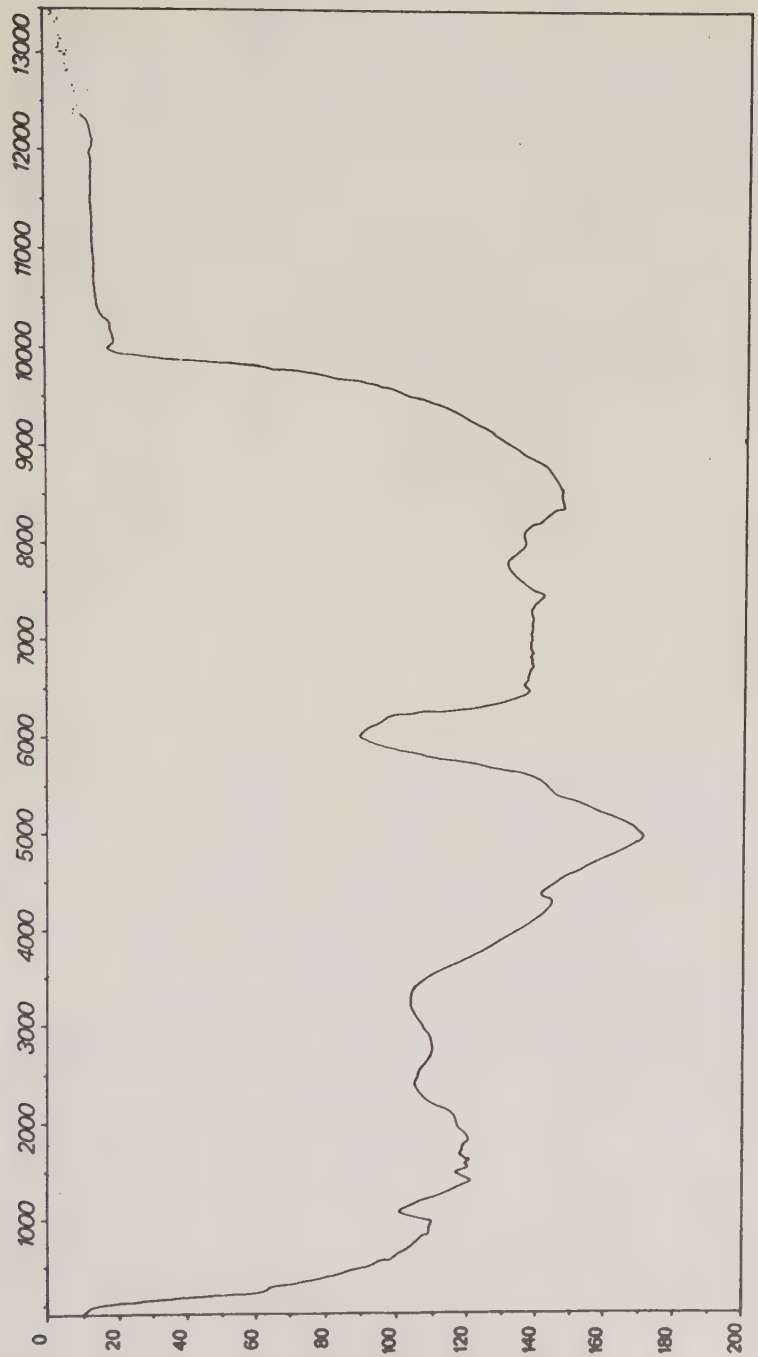


Fig. 12-28 - R. 9 : Forlandsund.

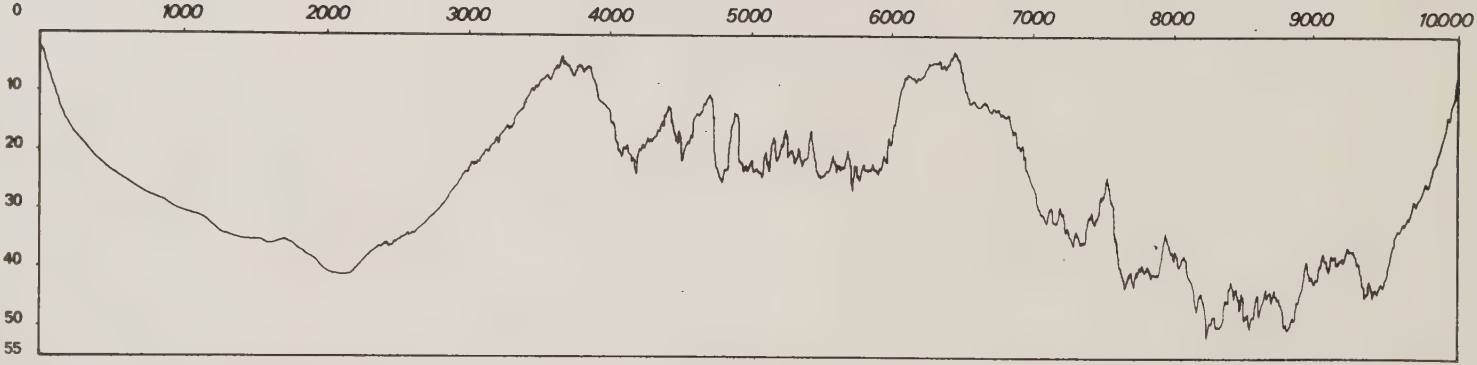

0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
10
20
30
40
50
55

Fig. 12.29. R. 28

Le plus surprenant c'est que les pitons sont constitués d'argile et conservent, bien qu'immergés, des formes aussi escarpées que celles des collines d'argile rouge qui donnent à la moitié de l'île Coraholmen un aspect de paysage lunaire fantastique. L'argile qui a été draguée sur les pitons sous-marins est, en effet, la même argile rouge morainique que celle de Coraholmen et de l'île Flint situé près de la côte Ouest. On retrace facilement la limite de l'ancienne moraine frontale du Sefströmbre aujourd'hui envahie par la mer ou subsistant sur des îlots. Le glacier est actuellement en retrait par rapport à sa moraine frontale et la mer entaille en falaise le front de glace (fig. 3-11, fig. 8-6).

Le profil est donc tracé à travers la moraine devenue sous-marine ; la fosse est dans l'axe du glacier et le seuil correspond à la moraine latérale gauche du Sefströmbre enrichie de la moraine latérale droite du Qvarnströmbre.

Un problème de conservation des formes se pose :

- ou bien cette partie du fjord est extrêmement jeune,
- ou bien la mer en amont du fjord n'a plus aucun pouvoir érosif.

Nous avons pourtant remarqué un assez fort clapot mais il est possible que celui-ci n'ait qu'une action superficielle et soit sans effet sur les formes immergées. Il est possible aussi que la houle du large n'atteigne pas l'amont du fjord ou bien y arrive trop amortie pour jouer un rôle efficace.

Quoiqu'il en soit, la partie amont de l'Ekmanfjord est un exemple de fjord à l'état brut : simple invasion par la mer, sans modifications, de formes d'accumulation glaciaire ou fluvioglaciaire.

2.6 - Fjords avec strandflat, fjords sans strandflat

La question des strandflats immergés sera étudiée dans le chapitre suivant. Ici nous voulons simplement signaler que les banquettes de strandflat n'accompagnent pas toujours systématiquement les fjords. Certains ne sont pas bordés de strandflat, d'autres le

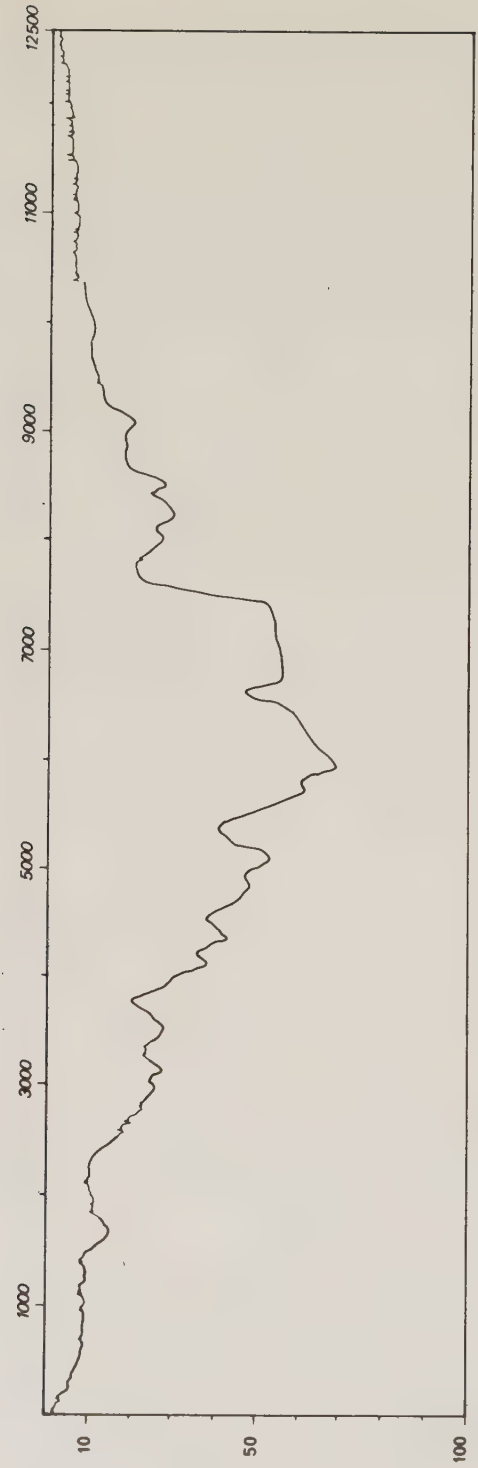


FIG. 12_30 R.6

sont : R 6 (fig. 12-30), R 7, R 8, R 9, R 10, R 23, R 24, R 25, R 26, R 31. Les strandflats immergés à 10 m de profondeur au moins bordent les caps : Kvadehuk, Nord de l'île du Prince Charles, rive Nord de l'Isfjord. Ils se développent largement au niveau de l'embouchure des fjords : le long du Cap Mitra et de Kvadehuk pour le Kongsfjord, autour du Cap Scania et du Cap Linné pour l'Isfjord. Les grands émissaires reçoivent des fjords affluents séparés les uns des autres par des caps ou des presqu'îles, eux aussi accompagnés de plateformes faiblement immergées. Citons, par exemple, le strandflat du Cap Guissez, entre le Krossfjord et le Kongsfjord, ceux d'Erdmanflya, de Bohemanflya, etc..., entre les glaciers affluents de la rive Nord de l'Isfjord.

Les strandflats étendus au niveau des caps se poursuivent sous forme de banquettes le long des fjords. Celles-ci se rétrécissent peu à peu vers l'amont et finissent par disparaître. C'est une situation semblable à celle qui a été décrite à propos des strandflats émergés.

Nansen (1921) a tiré parti de l'existence de banquettes de strandflat le long des fjords pour prouver que la formation du strandflat est postérieure au creusement des fjords. Ce problème de chronologie des formes ne pourra être envisagé qu'après l'étude des strandflats.

Nous venons de voir que, même les fjords les plus élémentaires présentent une très grande variété de formes. Les profils en U ne sont pas absents. Mais nous avons constaté que des vallées indiscutablement glaciaires encore récemment occupées par la glace, puis transformées en fjords, peuvent avoir une topographie très irrégulière et fort éloignée de la forme considérée comme classique. Suivant les cas, l'influence lithologique ou tectonique ou glaciaire apparaît prédominante mais sans, pour autant, éliminer les autres.

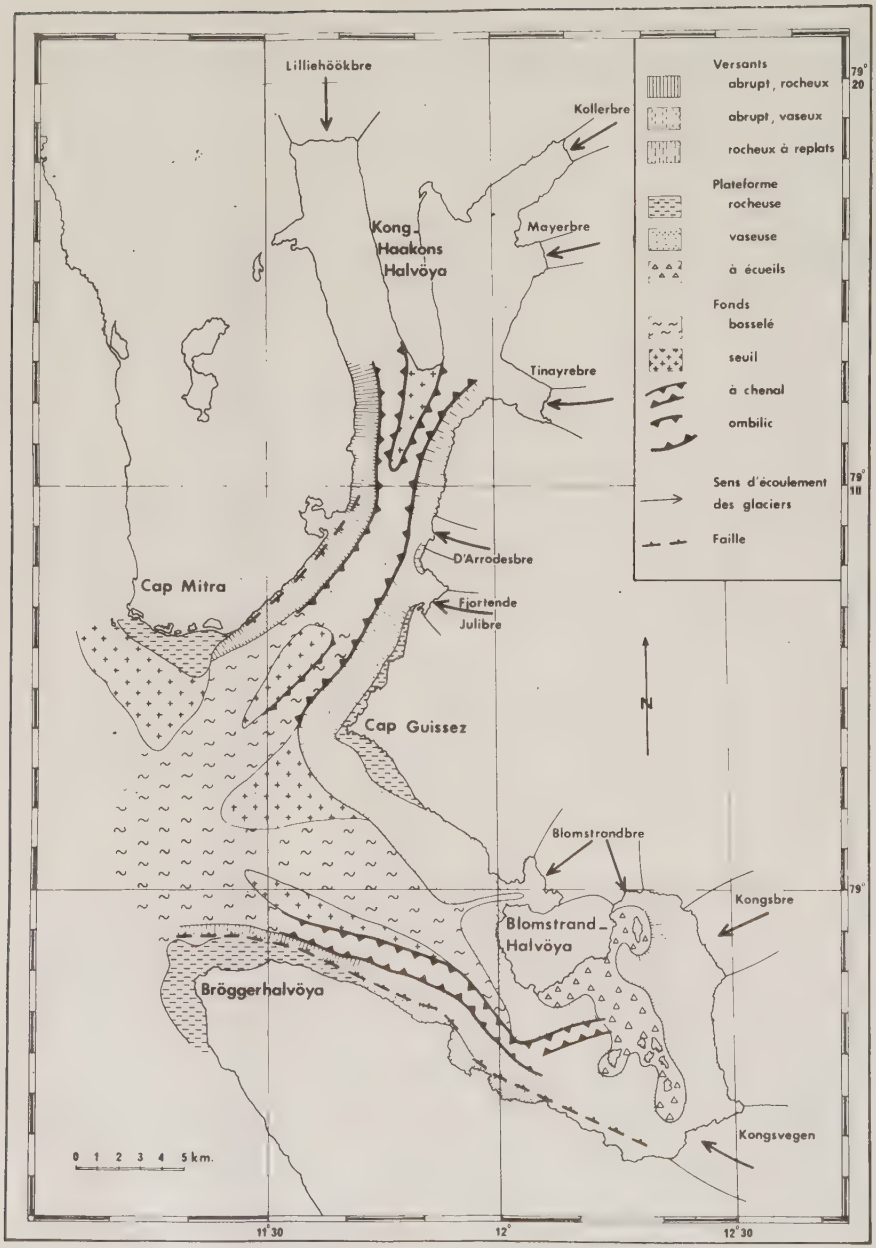


Fig. 12_31 KONGSFJORD ET KROSSFJORD
Croquis morphologique

3 - LES PROBLEMES DE L'ORIGINE ET DU FAÇONNEMENT DES FJORDS

Les exemples du Kongsfjord et du Krossfjord vont permettre d'analyser les facteurs qui interviennent dans la formation d'un fjord. Nous avons pu réunir des éléments d'étude plus abondants pour ces deux fjords que pour les autres. Profils (1, 2, 3, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 22, 23, 24), dragages et plongées (fig. 3, fig. 4) étaient assez nombreux pour qu'on réalise un essai de carte morphologique (fig. 12-31).

3.1 - L'origine tectonique

3.1.1 - Lignes de failles du Kongsfjord et du Krossfjord

L'origine tectonique paraît certaine pour la branche du Kongsfjord, probable pour celle du Krossfjord. Le tracé du Kongsfjord a été fixé par un système de failles de direction générale WNW-ESE (Orvin, 1934). C'est un fossé d'effondrement d'âge cénozoïque recoupé par un système de failles récentes NW-SE (Barbaroux, 1966). Ces dernières sont souvent responsables du tracé de détail du littoral. Nous avons retrouvé, sur les profils et en plongée, la présence d'un abrupt de faille ou de ligne de faille, représenté par un versant Sud, très raide quel que soit le type de roche dans lequel il est taillé. Dans les calcaires, le versant est rocheux, avec une succession de barres correspondant aux affleurements de la roche ; dans les grès il est aussi incliné, mais recouvert d'un manteau de sable vaseux. Les versants abrupts ne correspondent pas à un type de roche mais bien à un accident tectonique. Le versant Ouest du Krossfjord, sans doute rocheux, serait aussi un abrupt tectonique. Cependant, s'il est vrai que le Kongsfjord est un graben, nous aurions dû retrouver l'autre ligne de faille sur le versant nord. Or il n'y en a pas de trace dans la morphologie ; la vallée est dissymétrique avec un seul abrupt de ligne de faille sur la rive Sud.

3.1.2 - Concordance entre fjords et failles

Gregory (1927) était tellement persuadé de l'importance de la tectonique qu'il a essayé d'expliquer la localisation et la forme de tous les fjords des Hébrides par le rôle des failles, allant jusqu'à considérer que les fjords sont préglaciaires. Cette minimisation de l'action glaciaire n'est pas soutenable au Spitsberg.

Cependant, on pourrait sans doute démontrer que, dans la plupart des cas, des systèmes de cassures sont à l'origine du tracé des fjords, sans être responsables de la forme qui n'est tectonique qu'occasionnellement.

D'après O. Holtedahl (1952), les fjords de Norvège et les chenaux des îles Lofoten coïncident aussi avec les directions structurales. Cette concordance entre les fjords et les failles a été mise en évidence dans plusieurs pays, par exemple en Nouvelle Zélande (Huetz de Lemps, 1955). D'après J. Tricart (1962), "ces zones diaclasées ou broyées ont guidé l'établissement des cours d'eau préglaciaires dont l'existence a permis la formation des courants de glace individualisés qui ont excavé les fjords". Les failles exercent une influence tellement tyrannique sur la localisation des auges les plus profondes en Ecosse que A. Godard (1965) propose de les appeler "auges de ligne de faille".

Au Spitsberg, les influences tectoniques ont certainement joué un rôle dans la fixation des courants glaciaires et, a posteriori, des fjords. Mieux vaut parler d'<u>influences tectoniques indirectes</u>, c'est-à-dire qui ont favorisé le jeu de l'érosion. Les profonds ombilics de surcreusement peuvent être en rapport avec l'utilisation par la glace d'une zone de broyage de ligne de faille.

3.1.3 - Les sillons sous-marins longitudinaux

L'étude des cartes bathymétriques ne permet guère de faire la part de l'influence glaciaire et de l'influence tectonique. Dans les grands fjords la retouche glaciaire a tellement marqué le paysage qu'elle peut faire négliger l'action de la tectonique ou, tout au

moins, la camoufler complètement. Pourtant les failles ont un rôle déterminant et nous n'en voulons pour preuve que l'existence de sillons sous-marins qui ne doivent rien à l'érosion glaciaire directe. Ils ne sont pas en rapport avec les glaciers qui se jettent dans les fjords. Ce sont de grands accidents longitudinaux sur la plateforme sous-marine.

Des chenaux étroits et profonds incisent la plateforme littorale en Norvège(O.Holtedahl,1936, 1940, 1952) ; ce sont des lignes de failles le long desquelles la masse de la Scandinavie aurait monté à une époque assez récente, tertiaire ou quaternaire. De tels accidents existent sur la plateforme sous-marine qui borde le Spitsberg occidental ; les cartes marines et les profils levés à l'écho-sondeur permettent de localiser dans notre zone d'étude deux longs chenaux et un troisième plus restreint (fig. 2-1).

Au nord du Kongsfjordrenna (coupe du Mitragrunnen, fig. 12-32), entre Sjubre Banken et le littoral, s'étire une longue dépression où on relève, du Nord vers le Sud, les profondeurs suivantes : 180, 162, 208, 201, 184, 172, 150, 117, 122 m, alors que le fond est plus élevé de part et d'autre, à la fois vers la côte et vers le large. En suivant une ligne de sonde d'Est en Ouest, très proches l'une de l'autre, se suivent les profondeurs 107, 201, 136 m ; le ravin a près de 100 m de dénivelé ; il est grossièrement parallèle au rivage ; son profil transversal a la forme d'un U à l'endroit où il a été sondé. On pourrait donc penser à une auge glaciaire ennoyée mais sa disposition parallèle au rivage exclut une hypothèse aussi simple.

Un autre sillon sous-marin longitudinal s'allonge à l'Ouest de l'île du Prince Charles, séparant la plateforme bordière des bancs extérieurs (Forlands Banken). Nous avons relevé du Nord au Sud les profondeurs : 218, 133, 137, 136, 159, 297, 329, 368, 358, 300, 307 m, alors que dans la zone côtière les profondeurs ne dépassent guère 85 m et qu'elles remontent à nouveau sur le banc extérieur à 2, 86 m. En suivant une ligne de sonde transversale à la dépression Est en Ouest, on note : 46, 91, 137, 104, 97 m ; ou bien une autre :

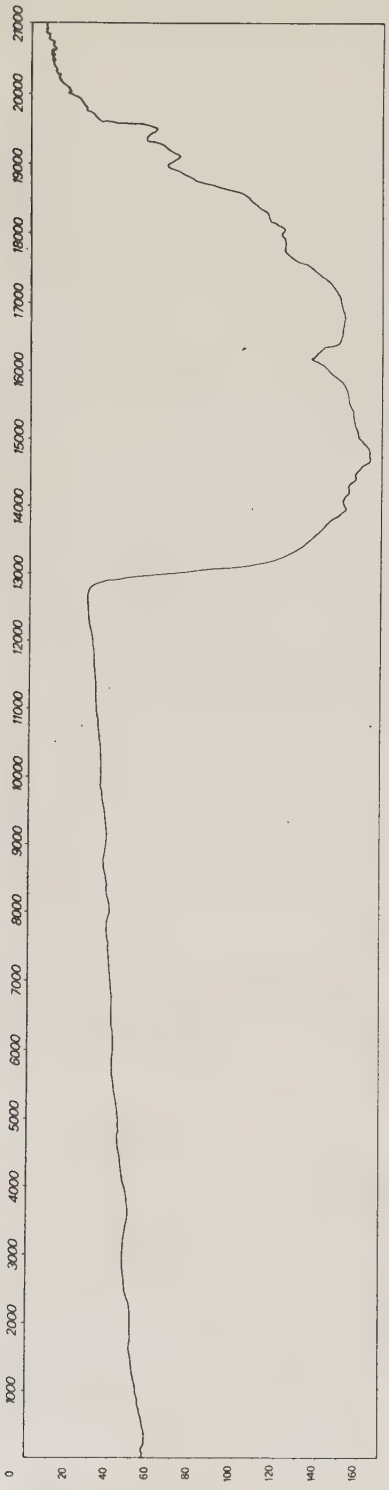


Fig. 12_32. R.21 bis

71, 188, 193, 297, 108, 95 m ; soit une quarantaine de mètres de dénivelé dans le premier cas, une centaine dans le deuxième.

Enfin une troisième dépression, moins longue, se situe entre la plateforme sous-marine du Cap Linné et l'Isfjord Banken ; le fond du ravin atteint 120 m entre des points cotés à 26 m à l'Est, à 46 m à l'Ouest.

Toutes ces dépressions ont la même direction générale, mais ne sont pas dans le prolongement l'une de l'autre. Elles suivent des lignes de failles de direction soit calédonienne, soit alpine. Elles sont conformes aux grands accidents de la structure du Spitsberg occidental ; le tracé littoral, le talus continental sont orientés de cette façon. C'est à la rencontre de l'axe des fjords qu'elles sont décalées ; il est alors probable que des décrochements se sont produits à la rencontre des cassures de direction perpendiculaire. On peut remarquer que la dépression de l'île du Prince Charles débouche sur la fosse aval de l'Isfjordrenna, et c'est à la rencontre des deux chenaux que les profondeurs dépassent 350 m. C'est également quand la fosse du Sjubre Banken rencontre le Kongsfjordrenna que s'épanouit la fosse "Kongsfjordjupet" à 350 m. Ces fosses dont l'explication paraissait malaisée seraient à l'origine des fossés d'effondrement à la rencontre de deux lignes de failles perpendiculaires, exploitées ensuite par l'érosion glaciaire.

3.1.4 - Les chenaux sous-marins qui ne prolongent pas des fjords

Cette hypothèse de décrochements perpendiculaires à la direction générale des failles principales fournit une explication satisfaisante à l'origine de "Bredjupet", la fosse située au niveau du talus entre Bellsund Banken et Hornsund Banken (fig. 2-1). Ce chenal ne prolonge aucun fjord. Elle rendrait compte aussi de ce vaste chenal, profond de 378 m, qui sépare le Sörkapp Banken de la plateforme de Björnöya et qui ne correspond ni au débouché d'un fjord, ni à celui d'un glacier. Ce chenal appelé Storfjordrenna a pu servir d'émissaire aux glaces de la mer de Barentz pendant les périodes gla-

ciaires, mais son origine est tectonique.

Vers le Sud du Spitsberg, les influences glaciaires semblent d'ailleurs perdre de l'importance. Le continent est de plus en plus étroit, aussi les langues glaciaires n'ont-elles jamais draîné que des inlandsis réduits. Les fjords sont peu creusés (Bellsund, 162 m ; Hornsund, 220 m) et ne se prolongent pas par des chenaux sous-marins incisés dans la plateforme comme ceux du Nord.

3.1.5 - Origine tectonique et aménagement ultérieur par d'autres processus

Pour le Spitsberg, il semble donc que le rôle de la tectonique soit essentiel pour expliquer les sillons et certains chenaux sous-marins dont la direction est conforme à la structure. Mais ce rôle n'est ni unique, ni direct comme l'imagine Gregory (1927) pour l'Ecosse par exemple. Les lignes de faille ont pu être utilisées ensuite par des cours d'eau préglaciaires ou inter-glaciaires et réaménagées par la glace. Ceci est assez évident pour les chenaux qui prolongent les fjords, mais n'est pas à exclure dans les autres cas.

Godard (1965) retient ce type d'explication pour des sillons longitudinaux, en Ecosse, acceptant ainsi les idées de O. Holtedahl pour la Norvège et l'Ecosse, idées étendues par son fils H. Holtedahl à d'autres régions du monde. L'aménagement par la glace n'est pas en liaison avec les vallées glaciaires des fjords contrairement aux chenaux sous-marins qui prolongent ceux-ci, car la direction des sillons sous-marins est grossièrement perpendiculaire à celle des chenaux des fjords. Mais, sous les ice-sheets, il peut y avoir des courants glaciaires de profondeur aménageant des lits (Blache, 1952). Or, les inlandsis débordaient largement sur les plateformes actuellement sous-marines pendant les grandes glaciations. On peut donc imaginer de tels courants de glace mettant à profit les failles de la plateforme, creusant des sillons (profil en U du sillon du Sjubre Banken).

Cependant, la tectonique qui est à l'origine des sillons a pu continuer à jouer son rôle jusqu'à une époque tardive :

- peut-être sous l'effet de dislocations tertiaires marginales accompagnant des mouvements terrestres de surrection et des phénomènes concommitants de subsidence océanique (O et H. Holtedahl),

- ou plus sûrement, sous l'effet de déplacements verticaux isostatiques résultant des variations de la charge des glaciers, comme l'ont noté Jivago et Lissitzine pour l'Antarctique Oriental.

On peut poser le même problème d'un rejeu tardif des accidents qui ont localisé les fjords et les chenaux sous-marins qui les prolongent.

3.2 - L'influence lithologique

Elle est loin d'être négligeable dans le modelé du Kongsfjord (fig. 12-31). Les grands versants à replats se développent dans la zone Nord, c'est-à-dire dans le domaine du Hecla Hoek (au Sud de la faille du Kongsfjord les roches sont sédimentaires). Manifestement, les roches métamorphiques du Hecla Hoek donnent un modelé différent de celui des calcaires carbonifères de la péninsule du Brogger.

La plateforme à écueils (voir aussi R 1, fig. 12-14) qui barre presque totalement la partie amont du Kongsfjord est d'origine lithologique. Les récifs immergés ou qui affleurent sous forme d'îlots et d'îles (archipel Lovenöyane) appartiennent au même ensemble très métamorphisé (marbre) du Hecla Hoek que la presqu'île du Blomstrand. A cause de la dureté et de la résistance de la roche un verrou s'est formé dans l'ancien lit glaciaire ; il est actuellement partiellement envahi par la mer ; on y décèle encore un stade de stationnement du front glaciaire (certaines îles sont en partie couvertes de moraines). De grands versants vaseux limitent cette lateforme ; leur topographie abrupte et régulière donne à penser qu'ils sont taillés dans une roche recouverte de vase. La vase constitue d'ailleurs un manteau continu dans ces parties amont du fjord,

aussi les plongées y ont-elles été difficiles, avec une visibilité souvent à peu près nulle, et dangereuse à cause du vélage imprévisible des glaciers.

L'influence lithologique n'est pas aussi évidente dans la localisation et le tracé des fjords. Les auges, par exemple, peuvent se développer dans n'importe quel type de roche ; l'ombilic du Krossfjord, l'auge du Tempelfjord, celles de l'Adventfjord et d'Engelsbukta sont creusés dans des roches différentes : Hecla Hoek pour le Krossfjord et Engelsbukta, grès et schistes secondaires et tertiaires disposés en bancs subhorizontaux pour l'Adventfjord, strates régulières de grès, calcaire, gypse du carbonifère supérieur et permien pour le Tempelfjord. Or, dans des roches aussi diverses, les formes peuvent être semblables.

L'influence lithologique se manifeste sur le modelé de détail. En revanche, elle n'est pas déterminante pour les formes générales. En effet, il n'y a pas de relation directe entre la nature et la résistance de la roche et la localisation ou le calibrage des fjords. Pour J. Tricart (1963), si les fjords du Spitsberg sont beaucoup plus larges que ceux de la Norvège, c'est qu'ils sont établis dans les calcaires et basaltes beaucoup plus malmenés par la gélivation que le cristallin norvégien. En fait, ils sont établis dans des roches bien plus variées et on ne peut pas classer les fjords en catégories selon la nature des roches dans lesquelles ils sont établis. Un grand fjord traverse différents types de roches, sans que sa forme et sa topographie en soient directement influencées.

3.3 - Les influences glaciaires

3.3.1 - L'adaptation du lit aux lois d'écoulement de la glace

Pour Ahlmann (1919 et 1941), qui a étudié les fjords norvégiens et groenlandais, les glaciers tendent à calibrer leur vallée en fonction de leur débit, sans grand égard pour la lithologie. D'après Blache (1959 et 1960), les fjords seraient de plus en plus larges et

évasés vers le Nord : les fjords de la Norvège méridionale sont plus étroits que ceux de la région du Cap Nord et plus encore que ceux du Spitsberg. La diminution de plasticité de la glace quand le froid augmente rendrait compte de cette différence.

En Norvège, Ahlmann (1919) a vu un rapport entre les ombilics des fjords et les confluences glaciaires. Si nous envisageons par exemple l'ombilic du Krossfjord, il apparaît bien à une ancienne confluence glaciaire ; et l'on peut généralement retrouver le tracé d'anciennes confluences pour expliquer la présence de fosses profondes dans le plancher des fjords. Il ne semble pas, en effet, qu'on puisse mettre en rapport direct les ombilics et l'influence structurale ; ils peuvent être liés à des zones de roches tendres ou gélives, à des zones fracturées, mais ils ne le sont pas systématiquement.

Cependant, les influences tectoniques et lithologiques ne sont pas négligeables et les problèmes des agents et des modalités de façonnement du lit glaciaire sont fort complexes. Les courants de glace ont-ils une action d'érosion directe sur le fond ? Leur rôle se bornerait-il au contraire à transporter des matériaux débités par le gel pendant la phase périglaciaire qui précède l'occupation par les glaciers (Boyé, 1950) ? En l'absence de dragages profonds, en nous appuyant seulement sur l'étude des profils, voyons s'il est possible de répondre à ces questions.

Prenons l'exemple R 23 (fig. 12-33) qui nous donne une coupe dans un fjord assez simple, Kongsfjord Nord-Sud. A l'intérieur d'une grande auge, large de 8 000 m, et bordée, au Nord surtout, de strandflats immergés, s'encaisse un fossé, qui est en fait une auge plus petite (largeur : 1 550 m). L'analyse détaillée du profil aboutit à l'image d'un fjord près de son embouchure, c'est-à-dire à un endroit où sont déjà rassemblés tous les éléments qui le composent. A partir du Nord s'étend un large strandflat (1 600 m), faiblement immergé (7 à 10 m), accidenté de chicots rocheux ; puis le versant descend par paliers, avec une faible pente moyenne (9 %) jusqu'à une profondeur de 210 m. Là se développe une fosse très irrégulière,

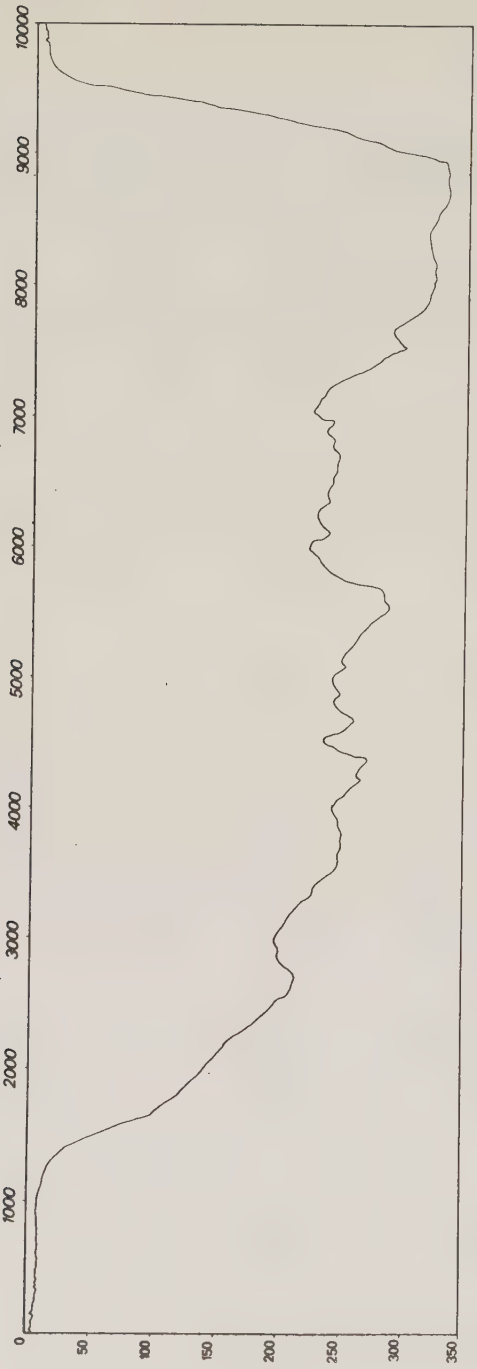

10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
50
100
150
200
250
300
350

Fig.12..33 . R.23

large et bosselée ; le creux le plus profond atteint 285 m. L'allure du trait de sonde suggère une topographie de vase durcie. Est-ce une topographie de dépôts sous-glaciaires ? De toute façon, c'est un modelé difficile à interpréter que nous retrouvons dans la zone de confluence Kongsfjord-Krossfjord. Les seuils qui prolongent les caps ou qui sont des interfluves entre les anciens lits glaciaires présentent le même modelé bosselé.

Il est malaisé de faire ici la part de l'action glaciaire. Par contre, il semble bien que le chenal en forme d'auge qui s'encaisse au Sud jusqu'à 335 m de profondeur soit l'ancien passage du courant glaciaire (Kongsvegen et Kongsbre réunis). Mais l'érosion glaciaire n'est pas seule en cause ; nous avons vu qu'une faille a fixé là le lit du glacier puis le fjord ; les conditions lithologiques favorisaient aussi l'excavation d'un chenal profond ; en effet, les calcaires et les grès sont facilement attaqués.

Dans le profil R 24 (fig. 12-34) il est encore plus délicat de déterminer l'influence glaciaire. Entre deux banquettes de strandflat s'étale une énorme vallée (15 000 m) à flancs d'auge ; l'un au Nord a une pente de 32 % ; l'autre au Sud est encore plus abrupt (41 %) : c'est la ligne de faille. Le fond est séparé en deux par un seuil qui culmine à 150 m. Les deux zones sont accidentées de bossèlements assez mous à travers lesquels il est difficile de déceler l'action de tel ou tel courant glaciaire.

3.3.2 - Le problème de la topographie à chenaux du fond de certains fjords

Nous avons vu que les profils en auge comme les profils en V pouvaient être accidentés par des chenaux dont le nombre peut varier suivant les profils. L'exemple du petit fjord du glacier Mayer nous a fourni la preuve que la topographie à chenaux est bien une topographie glaciaire, sans retouche marine puisque ce fjord vient tout juste d'être débarrassé de sa glace par recul du glacier au cours de ces dernières années.

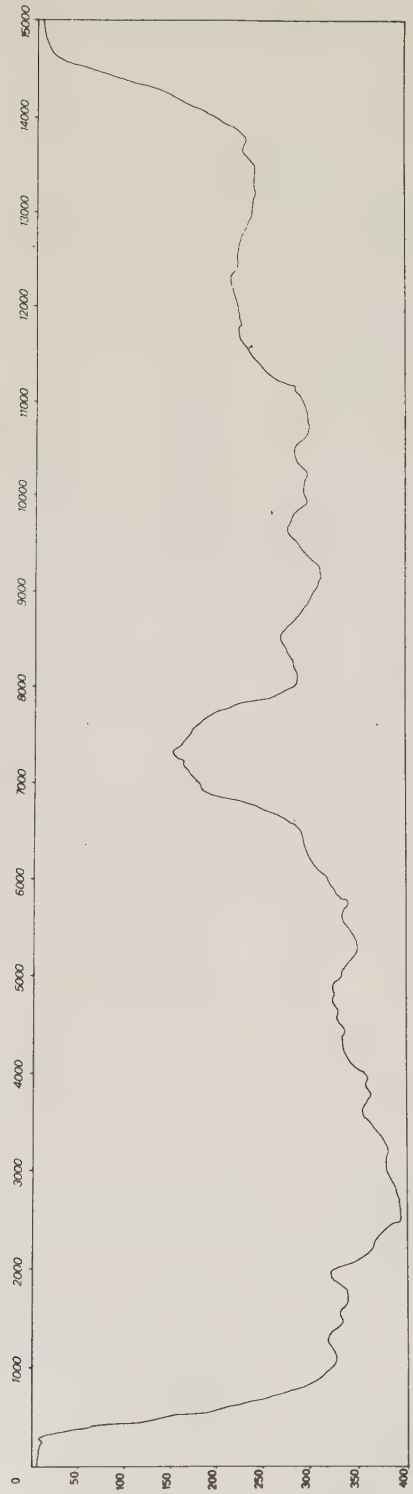

15000
14000
13000
12000
11000
10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
50
100
150
200
250
300
350
400

Fig 12_34 R 24

L'existence de chenaux et de gorges sous-glaciaires a été mise en évidence pour les glaciers tempérés (Brunhes, 1906-1907), et on leur a même attribué un rôle principal dans le façonnement du modelé glaciaire.

R. Vivian (1970), interprétant les travaux de captage de torrents sous-glaciaires entrepris par diverses compagnies hydro-électriques dans les Alpes, est arrivé à la conclusion que l'érosion par les eaux sous-glaciaires, les incisions provoquées par elles, apparaissent presque toujours comme les traces les plus remarquables et les plus profondes du passage des glaciers. La puissance de l'érosion par les eaux sous-glaciaires est telle que des encoches très profondes peuvent être creusées dans le lit rocheux pendant des périodes très courtes. Deux sortes d'encoches ont été observées : des chenaux sous-glaciaires (70 à 150 cm de profondeur) et des gorges sous-glaciaires (80 à 120 m de profondeur pour quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de largeur). Dans quelle catégorie classer les encoches observées au Spitsberg et que nous avons appelées "chenaux", plus grandes que les unes mais plus petites que les autres ?

Les chenaux principaux ont une profondeur de l'ordre d'une dizaine ou d'une quinzaine de mètres. Ils peuvent être accidentés d'encoches secondaires de l'ordre du mètre.

Le profil à chenaux des fjords du Spitsberg peut-il être l'oeuvre de torrents sous-glaciaires ? Y a-t-il des torrents sous-glaciaires dans les glaciers froids ? Nous manquons d'observations dans ce domaine. Les torrents que nous avons vu sortir en bouillonnant des murailles de glace n'étaient pas sous-glaciaires mais intra-glaciaires, ce qui ne veut pas dire que les autres n'existent pas. Quel agent, autre que les torrents sous-glaciaires, pourrait-il façonner les chenaux ?

3.3.3 - Fosses et seuils, formes fossiles d'une époque de maximum glaciaire

L'hypothèse classique consiste à interpréter les fosses comme des ombilics d'anciennes confluences glaciaires et le seuil aval comme le secteur correspondant à un surcreusement moins fort en rapport avec l'étalement de la glace à la sortie du cadre montagneux.

Crary (1966), tout en admettant pour la vallée une origine tectonique, a émis une hypothèse originale pour expliquer la présence de fosses intérieures et d'un seuil d'embouchure dans un fjord en formation (Skelton inlet, un bras de la mer de Ross en Antarctique). Il a remarqué que l'épaisseur de la couverture de glace flottante qui est de 500 m à la Barrière de Ross s'accroît jusqu'à plus de 1 500 m dans l'inlet. Cependant, c'est de la glace flottante. Les fosses intérieures et les seuils d'embouchure sont en relation avec cet épaississement de la glace dans l'inlet ; lui-même en rapport avec des changements dans la pression de la glace à l'embouchure de l'inlet, selon l'enfoncement du continent. Il compare le mouvement de la glace flottante à celui d'une chaîne stationnaire mais dont les maillons peuvent se mouvoir selon un mouvement de composante verticale. L'érosion glaciaire dans les fjords serait concentrée dans la zone de jonction entre la glace flottante et la glace de fond qui occupe la zone amont. Cette zone peut se déplacer vers l'amont ou vers l'aval en fonction des variations de l'alimentation du glacier. Elle recule vers l'amont pendant les phases d'appauvrissement, elle progresse vers l'aval quand le bilan glaciaire est positif.

Actuellement au Spitsberg, fosses et seuils sont des formes fossiles, mais, si l'on admet la théorie de Crary, les fosses des fjords auraient pu se former comme le Skelton inlet, pendant le maximum glaciaire (ou les maxima glaciaires), quand l'inlandsis occupait seulement le continent actuel mais aussi les plateformes bordières, la situation à cette époque étant assez semblable à celle de l'Antarctique actuellement.

Ceci ne signifie pas d'ailleurs que la glace flottante crée des fjords mais qu'elle les aménage sous forme de seuils et de

bassins (qui peuvent être multiples s'il y a de multiples avancées glaciaires déterminant des changements d'emplacement de la zone de jonction de la glace flottante). La vallée préexistante peut être d'origine tectonique et avoir subi un aménagement fluvial préalable.

3.4 - Conclusion : l'origine complexe des fjords

Les côtes à fjords du monde ont soulevé de fréquentes discussions parmi les morphologues ; les auteurs qui se sont intéressés à ce problème sont si nombreux que toutes les origines possibles ont vraisemblablement été passées en revue. Envisager le problème dans son ensemble nous entraînerait trop loin ; nous choisirons seulement l'exemple du Groenland car il a donné lieu à des prises de position particulièrement diversifiées.

3.4.1 - Les fjords du Groenland à titre de comparaison

Dans son étude des fjords du Groenland, Ahlmann (1951) établit un bilan des opinions variées des auteurs :

Ce sont des vallées d'érosion non affectées par la tectonique (Wordie).

Des vallées glaciaires ont été profondément creusées sous un inlandsis; elles modifient généralement des vallées fluviales ; les failles de la pénéplaine n'ont pas joué un rôle déterminant (Bretz).

Les fjords peuvent être attribués dans leur forme finale à l'action vigoureuse et probablement prolongée des langues glaciaires. Leur forme ne doit rien à la structure (Odell).

Les fjords suivent les fossés tectoniques quand ils sont orientés Nord-Sud ; avec une orientation Ouest-Est, ils sont dus simplement à l'érosion (Visher (1940) suivi par Ahlmann (1941).

Une théorie tectonique extrémiste est avancée par Blacklund (1930) : les failles, résultats des mouvements calédoniens, hercyniens et tertiaires ont interféré sans cesse dans l'histoire des fjords. La subsidence, soit continue, soit discontinue, du fond

des fjords s'est produite constamment jusqu'à nos jours. C'est ainsi qu'il explique les versants raides et les grandes profondeurs. Kulling adopte une position à peu près semblable, bien que plus nuancée.

Pour Ahlmann, qui réalise une sorte de synthèse de ces opinions, les failles ont contrôlé la direction de l'érosion, mais les fjords ne sont pas un phénomène d'origine tectonique directe. Ce sont des vallées fluviales approfondies et étendues par les glaciers.

3.4.2 - Les fjords du Spitsberg

L'interprétation de Ahlmann nous paraît convenir au problème des fjords du Spitsberg.

Il ne fait guère de doute que l'emplacement de certains fjords (Kongsfjord, Wijdefjord) a été fixé par des accidents d'ordre tectonique tels que les fossés d'effondrement. Le fait que plusieurs fjords ont une forme rectangulaire (Adventfjord, Tempelfjord...) plaide en faveur de leur origine tectonique mais nous ne pouvons pas l'affirmer systématiquement pour tous les fjords ; soit par manque d'information, soit parce que leur origine ne doit rien ou peu aux failles ; c'est le cas du plus grand d'entre eux : l'Isfjord. Quand les fjords sont si larges et si longs, il est difficile de prouver la présence ou l'absence de failles continues. Que les failles existent, c'est probable, vu que tout le pays est une véritable mosaïque de blocs, mais elles peuvent se présenter en associations complexes de failles et de décrochements multiples. Tous les fjords n'occupent pas des fossés d'effondrement bien déterminés.

On peut noter aussi que les failles favorisent l'action ultérieure d'autres agents de creusement en déterminant des zones fragiles de broyage.

Le phénomène tectonique a joué un rôle en tant que facteur d'orientation des agents d'érosion mais l'influence tectonique n'est pas directe. Le réseau fluvial, la destruction par le gel

pendant les phases périglaciaires ont profité des zones ameublies par les fractures.

Que les fjords soient d'anciennes vallées fluviales, guidées par les failles, approfondies et modifiées par les glaciers, est l'hypothèse la plus simple et qui s'adapte sans doute au plus grand nombre de cas.

Cependant, on ne peut pas prouver que chaque langue des glaciers de vallées a été précédée par un cours d'eau établi sur une ligne de faille. Il paraît même vraisemblable qu'en période de maximum glaciaire, les courants de glace qui peuvent se produire sous un inlandsis, n'aient pas tous été canalisés par des vallées préglaciaires. La correspondance n'est certainement pas totale entre le réseau fluvial préglaciaire et le réseau glaciaire, les sillons sous-marins longitudinaux sur la plateforme actuellement immergée en sont une preuve.

Que le rôle de la glace ait consisté véritablement à creuser les vallées ou se soit limité au transport des matériaux débités au préalable par le gel, le résultat est le même : les vallées s'approfondissent et pourront ainsi être envahies par la mer après le recul des glaciers et transformées en fjord dans leur zone aval.

La nature et la disposition des roches ont contribué à favoriser ou à contrarier l'action des cours d'eau préglaciaires puis des glaciers : dans les roches tendres ou dans les roches gélives les fjords sont plus épanouis. Mais on ne peut pas dégager une correspondance parfaite entre la nature des roches et la localisation et la forme des fjords. Ce facteur n'est qu'un facteur accessoire du modelé.

Enfin, les fjords du Spitsberg sont à deux échelles de grandeur : les petits fjords affluents et les grands fjords. Pour les petits, on peut parfois isoler tel ou tel facteur prédominant ; mais il semble bien que les grands fjords doivent justement leur existence à la superposition de tous les facteurs favorables.

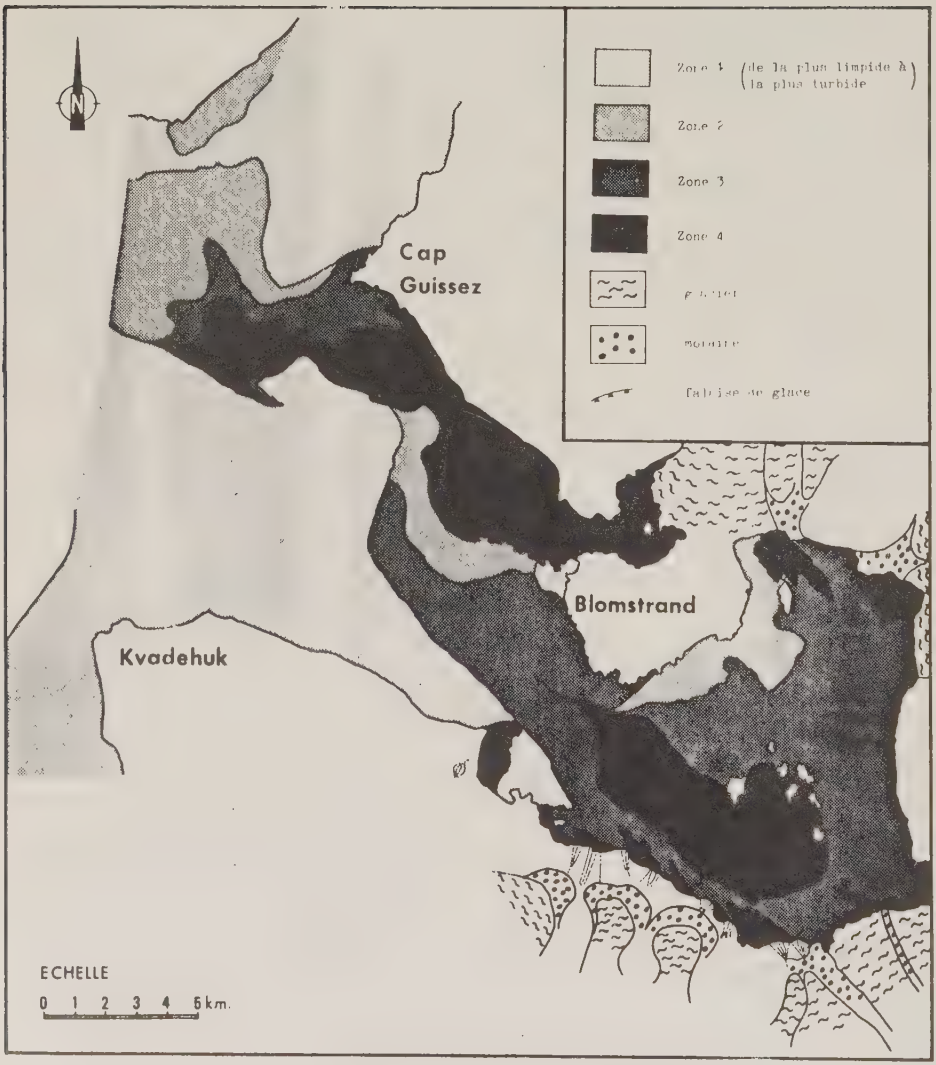


Fig. 12_35 Carte de la turbidité dans le Kongsfjord

4 - L'HYDROLOGIE ET LA SEDIMENTOLOGIE DANS LES FJORDS

4.1 - Les caractères des eaux dans les fjords

4.1.1 - Densité, température, salinité

Les eaux des fjords, inégalement chargées de sédiments fins, se mélangent mal. Il est fréquent de voir dans les fjords des masses d'eau colorées en rouge ou en jaune. Le contact entre différentes masses d'eau est souvent très net. Une barque peut avoir la proue dans des eaux aussi troubles que la purée de pois et la poupe dans des eaux limpides.

En assemblant les photographies aériennes verticales, nous avons construit une carte du Kongsfjord (fig. 12-35) et une carte du Krossfjord (fig. 12-36) qui localisent cette turbidité par zones.

L'eau marine entre dans le Kongsfjord en suivant la rive Sud le long de la presqu'île de Brogger ; elle reste limpide jusqu'à la pointe de Brandal ; tandis que les eaux turbides circulent de l'amont du fjord vers l'extérieur par la zone Nord. La persistance d'une forte turbidité peut être attribuée d'une part à l'apport abondant de sédiments fins par les glaciers et surtout par les torrents après les pluies, d'autre part à des conditions particulièrement favorables au maintien de cette turbidité.

D'après J. Tricart (1963), la température de l'eau voisine du maximum de densité (4ºC en surface) favorise le maintien en suspension des particules fines et leur transport au loin par la dérive littorale.

Les mesures de températures* en surface en août ont donné des résultats inférieurs à 4ºC, sauf les exceptions suivantes :

---

* Elles ont été faites en plongée.

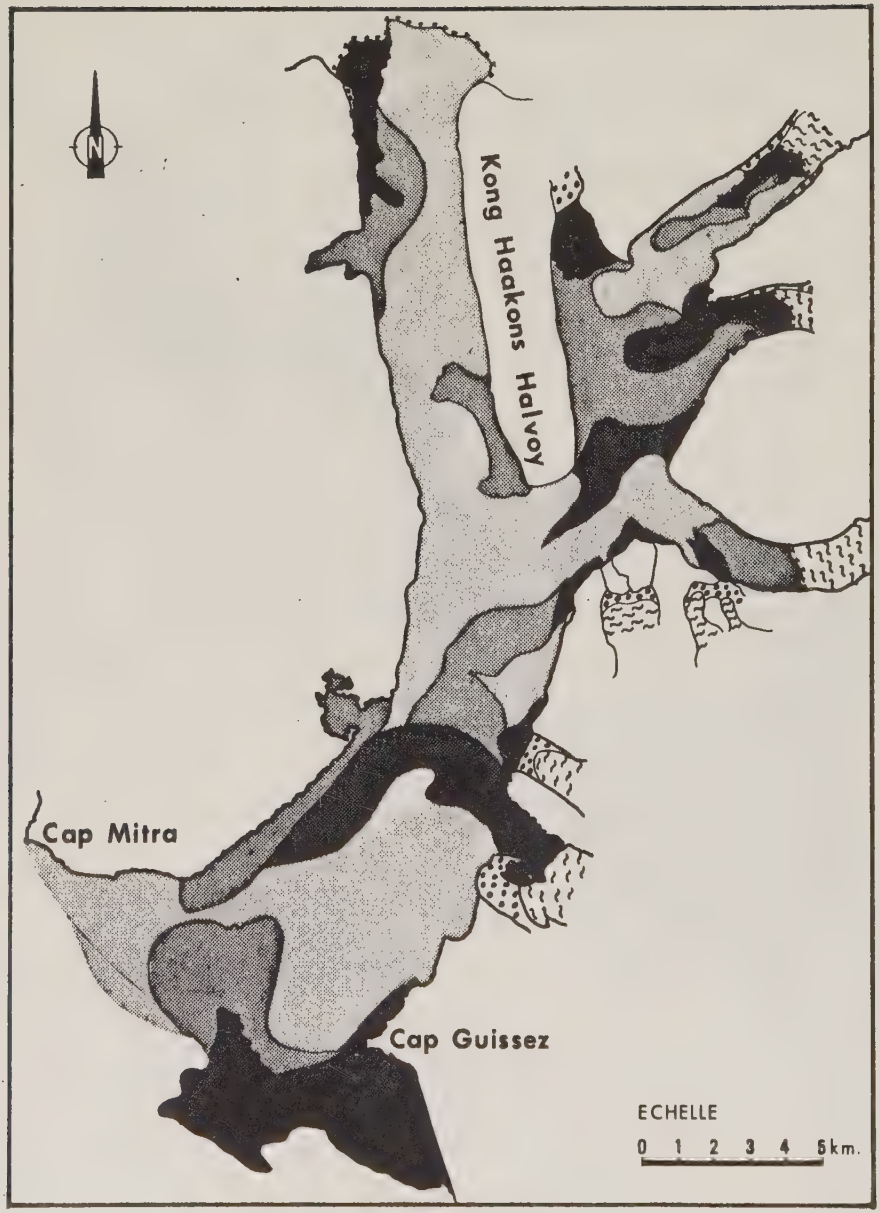


Fig. 12_36 Carte de la turbidité dans le Krossfjord

P 43	P 42	P 44
4 à 5º C	5º C	5º C

Températures mesurées en surface dans le Kongsfjord :

P 17	P 18	P 19	P 24	P 32	P 27	P 28	P 30	P 36	P 41
1,25ºC	1,5ºC	2,25ºC	2,75ºC	3ºC	2ºC	2,5ºC	2ºC	2ºC	1,5ºC

Ce qui influe sur le maintien de la turbidité, ce n'est pas seulement l'augmentation de la densité qui est finalement très faible, mais surtout l'augmentation du coefficient de viscosité qui conditionne le frottement. Ceci est un renseignement manuscrit de L. Berthois qui estime, à la suite d'expériences de laboratoire, que l'augmentation de la viscosité est plus importante que l'augmentation de la salinité (donc de la densité) pour le maintien des particules en suspension. En l'absence de mesures de viscosité, quelques mesures de salinité*, effectuées sur des prélèvements que nous avons faits en plongée, en surface et au fond, permettent de dégager quelques enseignements sur la circulation des eaux dans le fjord.

* Les mesures ont été effectuées par A. Rouvillois en laboratoire. La teneur en chlore ou chlorinité Cl (‰) d'un échantillon d'eau est déterminée suivant la méthode de Mohr-Knudsen. La salinité S (‰), correspondant à une chlorinité donnée Cl, est calculée par la formule suivante : S = 0,03 + 1,805 x Cl.

Tableau des salinités de surface par zone (de la plus limpide à la plus turbide) :

ZONE 1	ZONE 2	ZONE 3	ZONE 4
P 42 - 32,48		P 17 - 33,13	P 7 - 32,975
P 44 - 31,87		P 18 - 32,03	P 40 - 31,65
		P 32 - 30,91	P 8 - 27,754
		P 33 - 30,35	P 9 - 26,022
		P 6 - 28,538	P 11 - 24 181
		P 19 - 21,49	

Les stations de forte salinité se trouvent en aval du fjord, là où arrivent les eaux salées océaniques, mais, même là, les salinités de surface sont inférieures à celles du fond qui varient peu.

Tableau des salinités au fond

P 9	P 8	P 42	P 6	P 7	P 44	P 24	P 40	P 17	P 32
26,022	27,754	32,79	33,029	33,677	33,71	33,89	34,16	34,18	34,32

P 33	P 18	P 19	P 34	P 15
34,32	34,34	34,34	34,49	34,88

Les stations qui ont une dessalure de surface bien marquée sont souvent celles qui ont la plus forte salinité au fond. Les eaux salées circulent sur le fond et se glissent sous les eaux plus légères de la surface. Les eaux douces s'écoulent en surface avec un courant dirigé vers le Nord-Ouest. Elles proviennent en partie de la

fonte du Glacier du Roi ; étant plus légères que l'eau de mer, la diffusion se fait lentement et leur apport se fait sentir surtout sur la salinité de surface.

Tableau comparatif des salinités de profondeur et de surface

	P 9	P 8	P 42	P 6	P 7	P 44	P 24	P 40
Surface	26,022	27,754	32,48	28,538	32,975	31,87		31,65
Profondeur	26,022	27,754	32,79	33,029	33,677	33,71	33,89	34,16

P 17	P 32	P 33	P 18	P 19	P 34	P 15
33,13	30,91	30,35	32,03	21,49		
34,18	34,32	34,32	34,34	34,34	34,49	34,88

4.1.2 - La turbidité par zones

Les cartes du Kongsfjord et du Krossfjord permettent de distinguer plusieurs courants d'eaux turbides. Il semble que les eaux prennent leur droite en vertu de la force de Coriolis . Cette situation tout à fait caractéristique sur les croquis élaborés à partir des photographies aériennes (fig. 12-35 et fig. 12-36) est à rapprocher de celle de la Baie de Chesapeake étudiée par B.W. Pritchard*et rapportée par A. Guilcher (Norois, 1957, vol. 4, p. 107-111).

* B.W. Pritchard : Salinity, distribution and circulation in the Chesapeake Bay, estuariue system - Journal of Marine Research, vol. 11, 1952, p. 106-123.

4.1.2.1 - Les eaux très chargées issues des torrents dans le Kongsfjord (fig. 12-35).

Les eaux rouges de la rivière Bayelva sont bloquées à la pointe Brandal par l'arrivée des eaux marines ; elles s'étalent alors vers l'Est dans la baie mais ne perturbent pas complètement le courant marin que l'on retrouve au niveau du port de Ny Ålesund et jusqu'à l'île du Prince Heinrich. Cette situation peut varier quelque peu en fonction des vents.

Sur toute la rive Sud du fjord, à chaque embouchure de torrent, correspond une arrivée d'eaux troubles qui se dirigent vers l'aval. Ces langues se réunissent pour former une masse qui se termine en coin vers le NW.

Au NE, les torrents qui lessivent les moraines des glaciers Kongsvegen et Blomstrand souillent la baie Dynevika.

Du glacier Blomstrand, branche Ouest, sort une forte charge qui reste bloquée contre la rive Nord du Kongsfjord et se dirige vers le NW engraissée successivement à chaque débouché de torrents. Cette langue d'eau turbide entre en contact sur son flanc gauche avec le courant qui vient de l'amont et qui a contourné la presqu'île de Blomstrand. Les deux se confondent au niveau du Cap Guissez et sont heurtés sur leur flanc Nord par le courant de décharge du Krossfjord.

4.1.2.2 - L'archipel Lovenöyane (fig. 12-35)

Les conditions y sont très variables sur une faible surface. Ces îles surgissent d'un seuil assez faiblement immergé, avec des récifs affleurant mais aussi des "trous" de 35, 55, 65 m où les eaux peuvent se conserver en poches pendant un certain temps. Ceci expliquerait les forts contrastes qui peuvent exister entre des stations très proches.

Par exemple : P 19 - salinité : 21,49

P 18 - salinité : 32,03.

Malheureusement, les conditions difficiles du travail (tous les prélèvements d'eau et les mesures de températures ont été effectués en plongée) n'ont pas permis des stations assez systématiques et assez nombreuses.

4.1.2.3 - La carte du Krossfjord (fig. 12-36)

Elle montre une turbidité dans l'ensemble plus faible que celle du Kongsfjord. Les eaux claires remontent loin en amont, surtout dans la branche du Lilliehöökfjord.

La faiblesse de l'alluvionnement dans le Lilliehöökfjord s'explique de deux façons :

a) Le Lilliehöökbre est l'aboutissement d'un petit inlandsis dont émergent seulement quelques rares nunataks ; aussi le glacier est-il très peu chargé en moraines. L'alluvionnement ne se produit qu'au niveau de la moraine latérale droite.

b) Aucun glacier, ni même aucun torrent, ne débouche de la presqu'île Kong Haakons, horst rocheux dont les versants abrupts dévalent de 679 m à moins 200 m. Cette haute échine ne fournit qu'un apport alluvial très minime. L'alluvionnement est plus considérable dans le Möllerfjord où se jettent les glaciers Koller et Mayer. Tous deux ont des moraines latérales (rive droite surtout) qui provoquent un fort alluvionnement. D'autre part, le Supanbre, petit glacier affluent de rive gauche du Lilliehöökfjord, est précédé d'une moraine frontale qui se termine en sandur fournissant des sédiments fins.

A partir d'encoches d'attaque marine dans les falaises de glace du Kollerbre et du Mayerbre sortent des courants turbides qui naissent peut-être des apports de moraine de fond. Le Mayerbre alluvionne plus que le Kollerbre ; le courant de turbidité longe la rive Nord du petit fjord du Mayer et se dirige vers le Möllerfjord. Cette partie médiane est une zone de mélange, au-dessous de laquelle doivent passer les eaux claires qui se retrouvent plus en amont,

près du Kollerbre.

Dans le Tinayrefjord, l'alluvionnement dépend des torrents de la rive gauche qui reçoivent la décharge des moraines frontales de trois petits glaciers n'atteignant plus le fjord. Les sédiments sont pris dans une dérive littorale dirigée vers l'Ouest puis le Sud-Ouest. Elle dépose contre la falaise une série de petites pointes triangulaires.

Les apports d'Arodesbre et surtout du Glacier du 14 Juillet sont abondants car les torrents préglaciaires délavent d'énormes moraines frontales. La décharge se dirige droit vers l'axe du Krossfjord et est bloquée contre le Cap Mitra par l'eau de mer qui entre dans le fjord en butant contre le Cap Guissez. Le courant de sortie se fait donc le long de la rive droite du Krossfjord et le courant d'entrée longe la rive gauche. Il se forme ainsi, à la confluence du Krossfjord et du Kongsfjord, une grande zone tourbillonnaire. Les eaux marines limpides et salées doivent passer sous les eaux turbides et plus douces de la surface pour ressortir en amont dans le Lilliehöökfjord et dans le Möllerfjord.

Une sédimentation vaseuse se fait dans les fjords par l'intermédiaire de ces courants turbides.

4.2 - Les sédiments des fjords

L'intérêt de cette étude est limité par les conditions mêmes des prélèvements : en plongée la profondeur maximale fut une quarantaine de mètres et en dragages à main une quinzaine de mètres. Si bien que les échantillons proviennent uniquement de la partie supérieure des versants. Aucun dragage n'a pu être fait dans l'axe du fjord (fig. 3, 4, 5 et 6).

Les sédiments de fjords sont composés de deux, trois ou quatre fractions granulométriques, plus ou moins nettement séparées. Il existe toujours une fraction fine. Même si son importance apparaît mal dans les pourcentages où elle est écrasée par le poids des autres fractions granulométriques, elle est partout présente.

Les fractions sont représentées en pourcentages plus ou moins importants. La part primordiale des gros éléments s'oppose à l'absence quasi-totale des sables.

La distinction principale à faire est entre les sédiments caillouteux et les vases. Quand l'échantillon est entièrement vaseux, cela ne signifie pas que les blocs étaient totalement absents sur le fond ; il est possible que la drague ne les ait pas ramenés à cause de leur trop gros volume.

4.2.1 - Les mélanges à cailloux (hétérogènes, toutes catégories représentées).

Ce sont les sédiments de type glacio-marin par excellence. Ils sont constitués par des cailloux de différentes tailles, en général anguleux, mais parfois, dans le lot, un ou quelques uns d'entre eux sont très arrondis. C'est l'aspect typique du matériel morainique où les cailloux sont non usés à l'exception des rares galets façonnés par roulement dans les marmites. Ces cailloux ne sont pas classés.

La valeur de la médiane est toujours élevée. L'apport, irrégulier d'ailleurs, de la fraction grossière est dû :

- aux matériaux des deltas sous-marins des torrents
- aux éboulis rocheux qui proviennent des falaises vives bordières
- à la fonte des glaces flottantes parcourant le fjord, en parsemant le fond de leur charge sédimentaire.

Les graviers sont souvent très bien représentés et c'est la fraction sableuse qui l'est moins en pourcentage. La fraction fine, même écrasée en pourcentage par le poids des cailloux ne passe pas inaperçue au simple examen visuel car elle encrasse tout. Elle peut être apportée par les torrents sous-glaciaires ou provenir de la matrice des sédiments morainiques.

Essai d'analyses globales

Il est intéressant d'essayer de donner une idée générale de la granulométrie des fjords mais c'est difficile dans la mesure où chaque fraction requiert des méthodes d'analyse différentes et où le raccord entre cailloux, graviers, sables, pélites ne se fait pas facilement sur une courbe totale.

%	P 1 - 25 m	P 2 - 20 m	P 11 - 15 m	P 12 - 15 m	P 3 - 5 m
cailloux	67,7	50,2	33,3	11,2	5,2
graviers	4,2	28,2	38,0	14,9	29,0
sable	14,3	12,6	13,0	58,9	62,8
pélites	13,8	9,0	15,7	15,0	3,0

Les courbes partielles (fig. 12-37) démarrent "en l'air" à cause du pourcentage parfois considérable des gros éléments, s'étalent ensuite presque horizontalement quand le sable est peu abondant, se redressent enfin avec l'apparition des éléments inférieurs à 0,1 mm. Ce type de courbe est caractéristique des sédiments glacio-marins.

4.2.2 - La vase des fjords

La présence et même l'importance de la fraction fine dans les sédiments des versants sous-marins des fjords pose un certain problème.

Berthois (C. R. Acad. Sc., 1966) n'a rencontré qu'une seule fois la kaolinite et la montmorillonite dans quatre analyses des sédiments du Kangerdlugssuaq (Groenland), jamais l'illite. Nos résultats au Spitsberg sont différents.

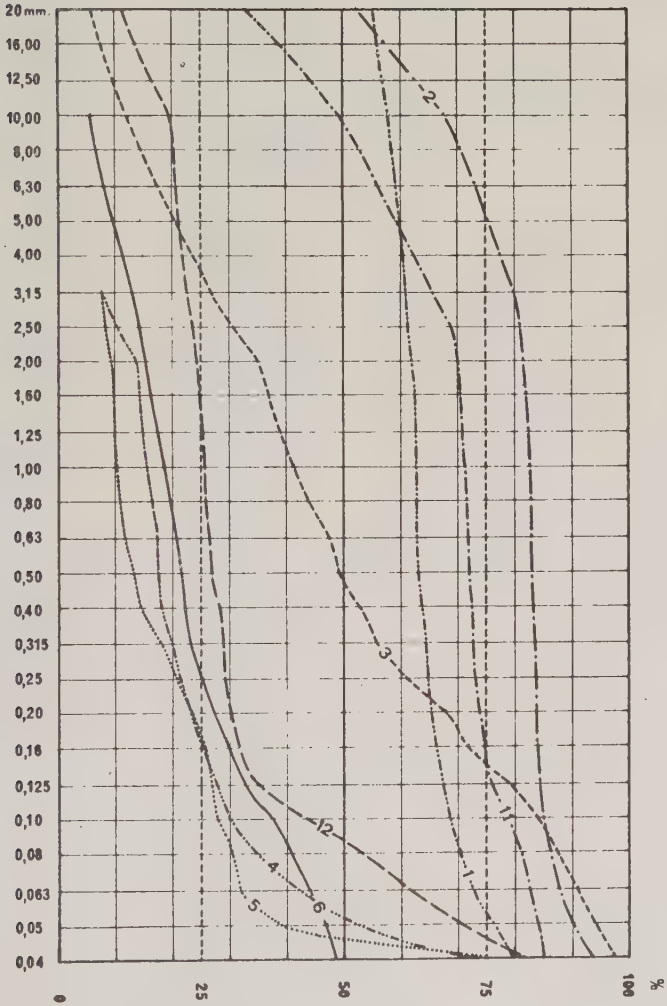


Fig. 12-37. Courbes granulométriques des mélanges à cailloux.

4.2.2.1 - Sur le plan granulométrique

Une simple sédimentation avec prélèvement à la pipette Köhn-Robinson montre la présence d'argile et de limon.

Pourcentage de l'argile et du limon par rapport au total argile + limon + sable

	59	61	63	65	72	73	75
Limon	13,60	22,10	17,60	4,00	15,65	9,55	11,20
Argile	14,20	12,50	21,10	1,60	11,10	5,75	14,80
Total de la fraction fine	27,80	34,60	38,70	5,60	26,70	15,30	26,00

La partie argileuse, au sens granulométrique, représente généralement une part aussi importante que la partie limoneuse.

Des prélèvements plus détaillés à la pipette d'Andreasen permettent de dresser quelques courbes pour les échantillons vaseux de l'Isfjord (fig. 12-38).

4.2.2.2 - Les analyses aux rayons X ont donné pour les échantillons vaseux du Kongsfjord (19 analyses) :

Illite dans tous les cas ; elle est parfois nettement dominante

Kaolinite dans tous les échantillons

Chlorite dans tous les échantillons.

J.P. Auffret (1968) a trouvé, dans des échantillons du plateau continental, à l'Est de Terre Neuve et du Labrador Méridional, une association à illites dominantes et chlorites. Il considère que c'est un vieux cortège argileux provenant de l'érosion du continent : les illites et les chlorites sont les minéraux dominants des dépôts glaciaires (Millot G., 1964) et des sols arctiques (Hill D.E.

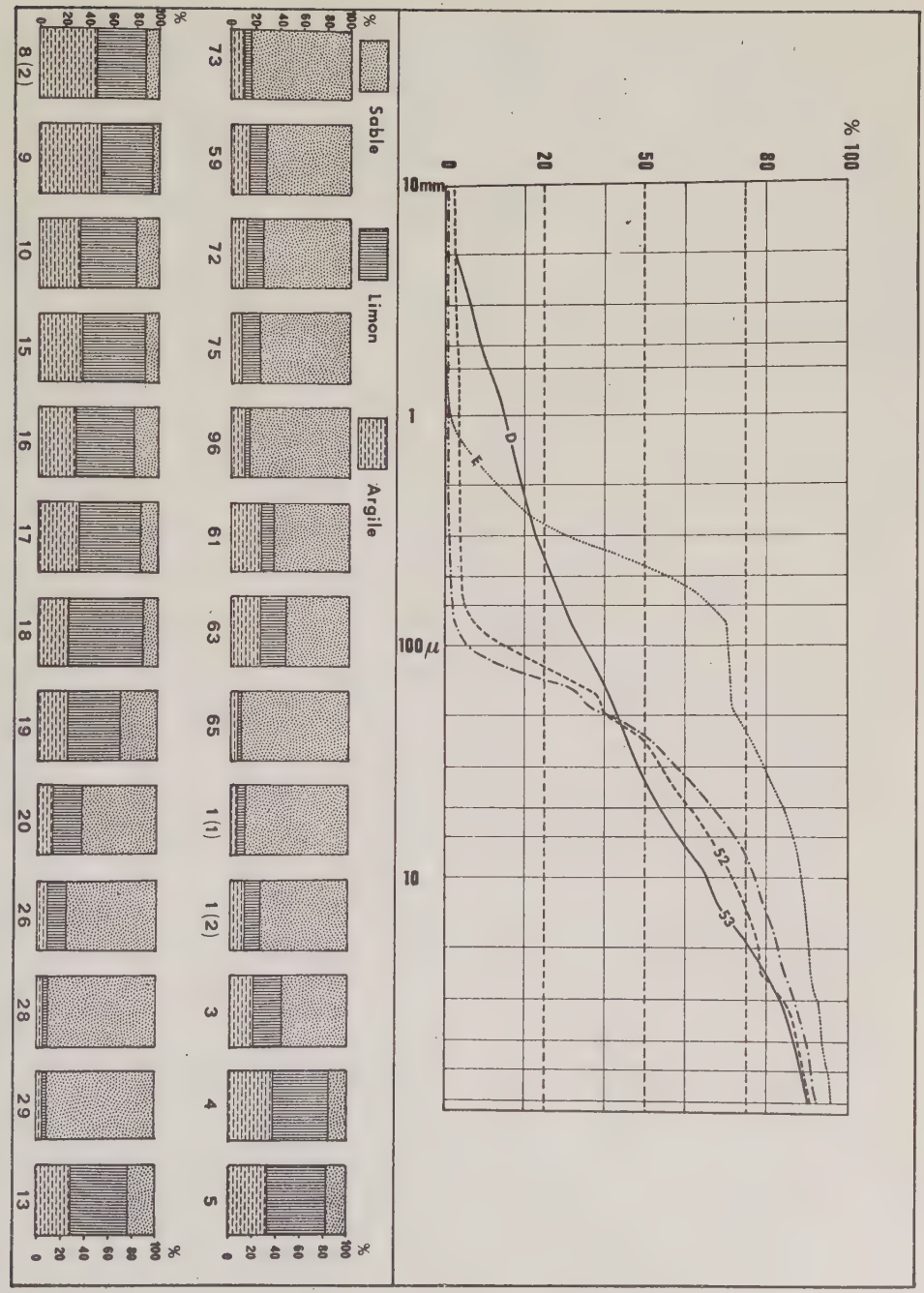


Fig. 12 . 38 - Sédiments vaseux. Exemples de diagrammes et de courbes granulométriques.

et Tedrow J.C., 1961) où ils sont engendrés principalement par l'altération à caractère physique dominant des climats périglaciaires.

L'illite, d'autre part, paraît le minéral le plus typique des milieux marins (S. Caillère, 1963). C'est aussi un constituant des argiles glaciaires. Il est, dans ce cas, tout à fait normal de le trouver prédominant dans les vases glacio-marines. Cependant, L. Berthois (1966) n'en a pas décelé dans les échantillons du Kangerdlugssuaq, fjord du Groenland.

Quant à la chlorite qui lui est associée, c'est un minéral typique du métamorphisme et, vu l'abondance des roches métamorphiques, sa présence est explicable. La chlorite est un minéral qui résiste à l'action des agents chimiques et peut ainsi être transportée loin de son lieu de formation. Or, par l'intermédiaire des glaciers, des quantités de roches métamorphiques peuvent être déchargées dans les fjords.

La présence de la kaolinite, par contre, pose un problème. On admet généralement que la kaolinite, qui pourrait se former en petites quantités sous des climats tempérés, est un minéral caractéristique d'une altération sous climat tropical ou, au moins subtropical (Estéoule-Choux, 1967), lorsqu'elle est abondante.

L. Berthois n'a rencontré qu'une fois la kaolinite dans 41 analyses exécutées (Groenland). Et cette constatation jointe à l'absence d'illite l'entraîne à penser que "la fraction fine des sédiments est due au broyage des roches cristallophylliennes, mais pratiquement sans altération chimique des éléments broyés".

La kaolinite dans les sédiments de fjords, bien que jamais dominante, est toujours présente. On doit donc admettre qu'elle correspond à un héritage. Elle pourrait provenir des niveaux argileux sédimentaires permo-carbonifères qui se sont déposés sous un climat tempéré chaud (Barbaroux, 1967) ou de toute autre roche ayant subi une altération sous climat chaud (du Tertiaire par exemple). Il est impossible d'en déceler la provenance car, par l'intermédiaire des glaciers, des roches d'une extrême variété sont transportées

dans le fjord.

4.2.3 - Les types de sédiments sur les versants de fjords*

4.2.3.1 - Les versants à sédiments hétérogènes cailloteux

	P 1	P 2	P 11	P 15	P 41	P 48	D 49	D 61	D 63	D 112	P 33
Cailloux	67,7	50,2	33,3	27,0	16,0	21,0	21,0	15,48	34,43	46,0	37,9
Graviers	4,2	28,2	38,0	49,0	71,0	66,0	56,1	66,27	57,16	29,0	19,0
Sable	14,3	12,6	13,0							25,0	
Pélites	13,8	9,0	15,7	24,0	13,0	13,0	22,9	18,25	8,41		43,1

La descente commence très près de la côte (pente à 45º) à partir d'une trentaine de mètres du rivage pour P 1. Pas de roche en place, pas de gros blocs, mais un fond uniforme de cailloux et graviers camouflés par une pellicule d'éléments fins qui le recouvre comme une couche de poussière.

Les pentes abruptes sont accidentées de sillons, de bosses et creux en forme de cratères, de gradins en marches d'escalier. Nous avons dit (chap. IX) que ces accidents étaient causés par le raclage des icebergs sur un fond de matériel meuble.

Bien que la fraction fine soit généralement présente, on a rencontré des cas où elle faisait défaut, sans qu'on puisse en tirer

*Précisons encore que nous n'avons étudié qu'une faible partie de ces versants : le secteur supérieur, dans les meilleurs cas, jusqu'à une cinquantaine de mètres de profondeur alors que celle des fjords dépasse 300 m. Nous ne traiterons pas dans ce paragraphe les versants qui représentent la limite externe des plateformes sous-marines car ils forment un tout avec ces plateformes et ne sont pas nécessairement liés à l'existence d'un fjord.

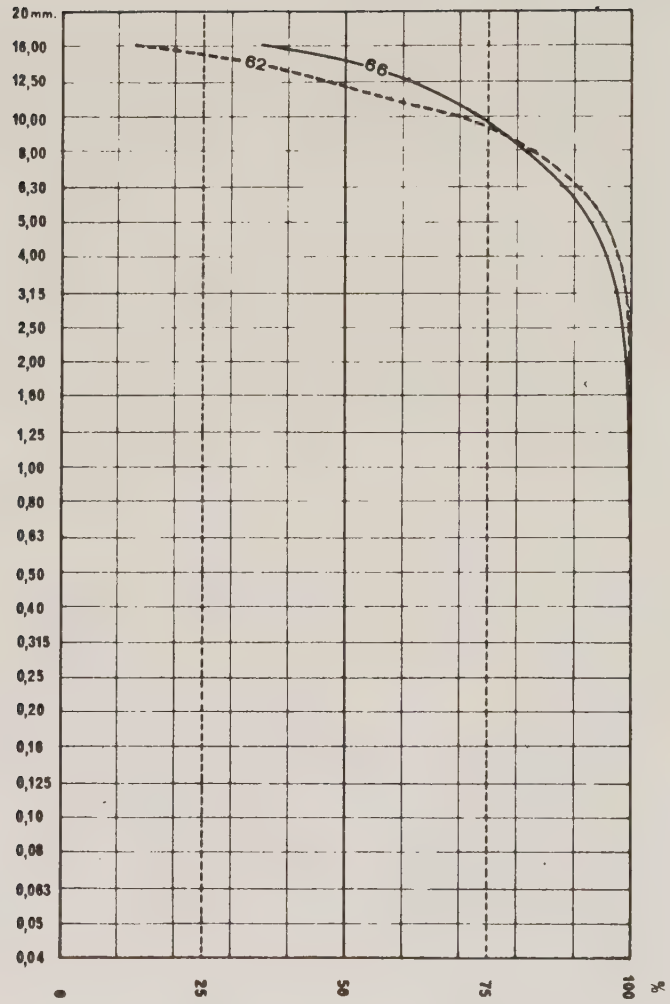


Fig. 12-39. Courbes granulométriques des versants à sédiments hétérogènes caillouteux bien classés.

des conclusions intéressantes car on ne peut affirmer que le travail de la drague a été correct (un vannage peut toujours se produire).

%	D 50	D 66	D 114	D 62
Cailloux	75,5	64,0	35,0	55
graviers et sables	24,5	36,0	65,0	45

Les valeurs des médianes sont élevées :

D 66	D 62
14,00	12,00

Les courbes, très convexes, démarrent "en l'air" et sont très redressées au départ à cause de l'extrême abondance des graviers (fig. 12-39).

	S 0	Q de phi	Sk
D 62	1,31	0,40	0,86

Le sédiment est bien classé, très bien trié ; le mode est près du diamètre moyen avec un classement maximal du côté des grains grossiers.

Les indices des autres échantillons ne peuvent être calculés car un ou plusieurs paramètres font défaut à cause de la grossièreté du sédiment.

Généralement, toutes les catégories granulométriques existent. Les courbes démarrent également "en l'air", et s'étalent ensuite, à cause du pourcentage très prédominant des cailloux et graviers par rapport aux sables et pélites (fig. 12-40). Les courbes démarrent si aut que l'absence de certains paramètres empêche ici aussi de cal- ıler les indices (P 1, P 2, D 61, D 63).

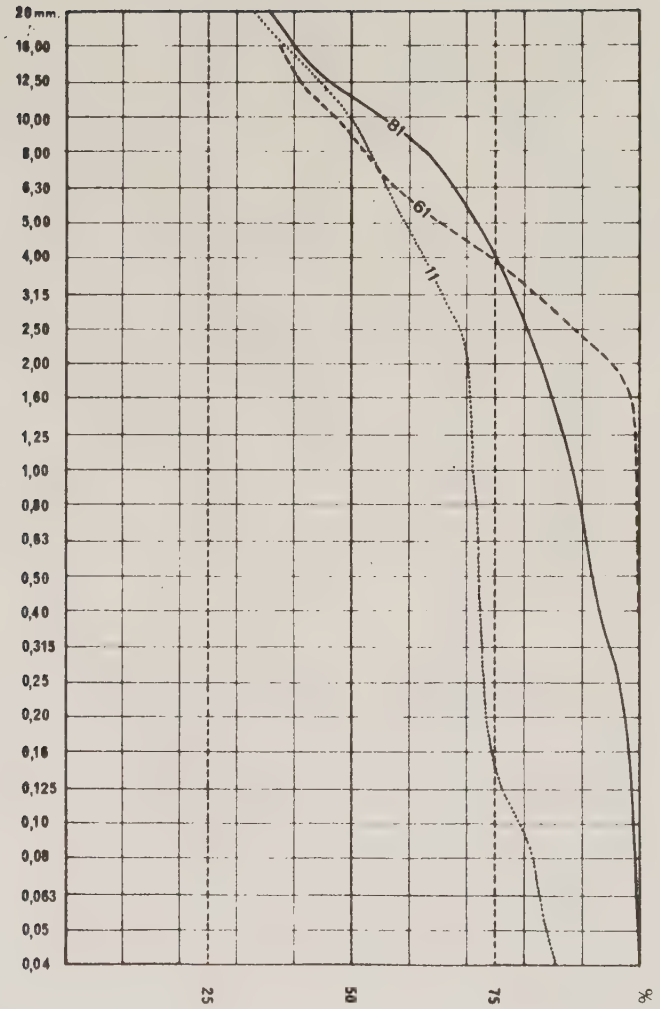


Fig. 12-40. Courbes granulométriques des versants à sédiments hétérogènes caillouteux.Classement indéterminé.

	Md	So	Q de phi	Sk
P 41	6,0 mm	2,28	1,19	1,02
P 11	10,0 mm			

4.2.3.2 - Les versants argileux

Au large de la pointe Brandal (Kongsfjord), le versant sous-marin s'amorce dès le rivage. Nous l'avons suivi jusqu'à 42 m de profondeur. Il est en forte pente, recouvert de vase compacte d'où seuls émergent quelques gros blocs (erratiques ?).

Dans le Kongsfjord, au niveau de l'archipel Lovenöyane, certains tombants sont couverts d'argile rouge compacte, très abondante. Parfois sous l'argile on devine l'ossature de roche en place (P 24). L'échantillonnage global donne ici une mauvaise représentation de l'importance des parties fines. Aussi avons-nous négligé dans le calcul des pourcentages les quelques cailloux que la drague ramenait parfois. Ces exemples de sédiments argileux sont tout à fait caractéristiques des versants des zones internes des fjords.

	P 18	P 24	P 31	106	107	108	111	113	115
Cailloux									
Graviers	14 %	82 %	21,0	0	0	0	0	4,7	0
Sable				50	60,8	56,3	44,1	29,1	69,8
Pélites	86,0	18,0	79,0	50	31,2	43,7	55,9	66,2	30,2

4.2.3.3 - Les versants sableux

Ils sont exceptionnels. Si P 42 et P 43 vers l'aval du fjord ont cet aspect particulier, c'est à cause de la position sur versant de grès. L'abondance des sables provient de la désagrégation du grès.

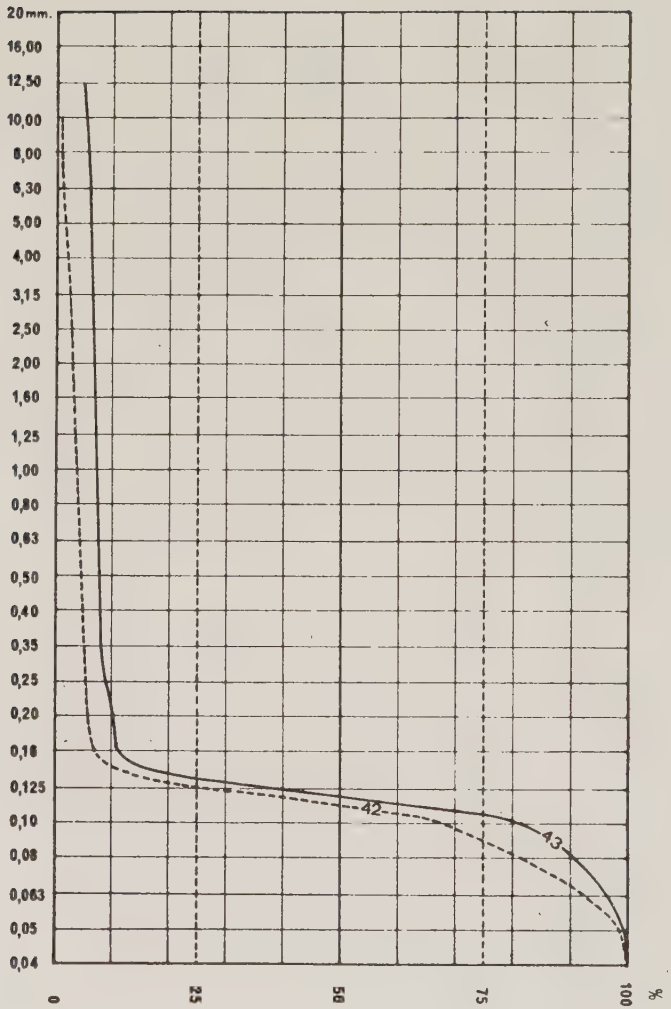


Fig. 12-41. Courbes granulométriques des versants sableux.

	P 42	P 43
Cailloux et galets de plus de 20 mm	0	10,6
Graviers entre 20 et 2	6,7	3,5
Sable grossier entre 2 et 1	0,2	0,5
Sable moyen entre 1 et 0,2	2,1	1,5
Sablon entre 0,2 et 40 microns	85,0	82,3
Fraction fine inférieure à 40 microns	6,0	1,6

Les courbes (fig. 12-41) se redressent brusquement au niveau des sablons.

	Md (mm)	So	Sk	% Co_3Ca
P 42	0,1	1,18	0,9	21,2
P 43	0,1	1,14	1,1	21,7

Les sédiments sont très bien classés ; le mode est très près du diamètre moyen. Ici le triage par la mer est efficace et les sédiments n'ont pas les caractères glacio-marins habituels observés dans les fjords ; ils sont de type marin. La part du carbonate de calcium devient relativement importante.

CONCLUSION

L'étude des fjords doit être envisagée dans un ensemble continent-plateforme continentale. La vallée glaciaire, le fjord et le chenal sous-marin font partie d'un tout. Par contre, le talus est une frontière entre un domaine continental et un domaine océanique.

Les fosses les plus profondes seraient à l'origine des fos- s effondrés à la rencontre de deux lignes de failles perpendiculaires, e oloités ensuite par l'érosion glaciaire. Dans certains cas, elles

sont de simples ombilics de confluence glaciaire.

Que les fjords soient des fjords de ligne de faille, en auge, en V, à fosses doubles ou multiples, avec ou sans strandflat, un problème leur est commun : la présence de chenaux qui parfois incisent le fond ou même les versants. Il existe dans les fjords une zone de localisation préférentielle pour ces chenaux interprétés comme des chenaux sous-glaciaires.

Dans la configuration et le modelé du fjord, les influences tectoniques, lithologiques et glaciaires ne s'excluent pas mais interfèrent et se complètent selon des modalités variées.

L'existence de courants turbides témoigne de l'apport, dans la sédimentation des fjords, des parties fines provenant du délayage des dépôts morainiques par les torrents ou par la mer.

La caractéristique principale des sédiments de fjords est l'hétérogénéité : toutes les classes granulométriques sont représentées dans les sédiments glacio-marins. On peut cependant distinguer des versants où l'emporte la partie caillouteuse et d'autres qui sont essentiellement vaseux. Les versants sableux sont exceptionnels et en liaison directe avec la nature de la roche (grès).

CHAPITRE XIII

LES STRANDFLATS IMMERGES

L'étude des plateformes sous-marines peut se concevoir à deux échelles de grandeur.

A grande échelle, l'ensemble de l'archipel Svalbard (y compris l'île aux Ours) repose sur une vaste plateforme continentale dont la profondeur atteint environ 200 m à la limite externe et qui est formée de "Banken" (hauts fonds) séparés par les chenaux des fjords, les "drenna" (fig. 21). Au-delà de cette plateforme continentale, descend le talus par lequel on atteint rapidement des profondeurs de 1000 m et de 2000 m.

A plus petite échelle, le long des côtes comme le long des rives de fjords, s'étendent des plateformes sous-marines de très faible profondeur. Cette profondeur, souvent insignifiante (1 à 5 m), ne dépasse guère 20-25 m ; au-delà s'amorce la descente rapide vers les fonds de 100-200 m de la plateforme continentale. Notre étude s'est limitée à ces plateformes bordières (planches hors texte II, III, IV).

On peut observer une relation entre les strandflats émergés et ces plateformes sous-marines. Là où les premiers sont bien développés, les secondes prennent une ampleur plus considérable (4 km devant Sarsöyra, 5 km devant Aberdeenflya...). Là où les strandflats immergés sont réduits à l'état de banquette, les strandflats immergés le sont aussi. La découverte de certains indices (surfaces d'abrasion, cordons de galets) conduira à interpréter ces plateformes comme d'anciens rivages submergés et justifiera notre choix d'associer l'étude de ces plateformes bordières sous-marines à celles des plages actuelles et soulevées.

Les plateformes sous-marines, les rivages actuels et les plages soulevées font donc partie du strandflat, ensemble à plusieurs niveaux dont les éléments ont suffisamment de relations entre eux pour qu'on envisage des hypothèses de formations similaires.

1 - LES STRANDFLATS IMMERGES

Deux catégories peuvent être distinguées en fonction de la largeur des plateformes. Dans l'une nous grouperons les plateformes étroites (largeur de l'ordre de quelques centaines de mètres) qui bordent les fjords et, dans l'autre, les plateformes plus larges (de l'ordre de quelques kilomètres) qui frangent les strandflats émergés bien développés. Il n'y a pas de discontinuité nette entre les deux catégories, mais chacune a cependant sa physionomie propre, aussi bien en ce qui concerne le paysage, que les sédiments et que le milieu vivant.

1.1 - Les banquettes étroites

Nous avons vu que les strandflats émergés qui ont leur développement maximum au niveau des caps, se continuent le long des fjords sous forme de banquettes, uniques ou multiples. De la même façon, les banquettes immergées sont uniques ou non et elles se rétrécissent peu à peu vers l'amont du fjord.

Nous connaissons mieux celles du Kongsfjord que nous avons pu étudier en plongée (fig. 3). Ailleurs, les sondages et dragages ne peuvent donner qu'une vue incomplète.

1.1.1. - Les banquettes étagées du Kongsfjord (partie amont)

Le long de la rive Sud, deux banquettes étagées bordent les secteurs à falaises vives. Elles s'interrompent au niveau des deltas et des pointes triangulaires (Brandalpynten, Guudneset...) où les grands versants de fjords s'amorcent directement près de la côte. Nous ferons la même remarque à propos des deltas et des pointes de l'Isfjord.

1.1.1.1. - La plateforme de - 5 mètres

C'est une plaine uniforme, parsemée de cailloux de calibre assez constant (pas plus de 6 à 8 mm de longueur) recouverts d'une pellicule d'éléments fins. Elle ne s'étend pas bien loin du rivage (150

200 m). Sa monotonie n'est interrompue que par les petites cuvettes creusées par les icebergs.

La granulométrie est variée ; exemple :

%	P 3 -5m
cailloux	5,2
gravier	29,0
sable	62,8
pélite	3,0

En pourcentage, assez peu de cailloux, des graviers assez bien représentés, des sables relativement abondants et une fraction fine faible (mais elle est sous-estimée, car, dans ces prélèvements en plongée, les mouvements du plongeur mettent les pélites en suspension et l'échantillon est difficile à recueillir).

La courbe cumulative (fig. 12.37 est tout à fait caractéristique des sédiments glacio-marins des plateformes vaseuses de faible profondeur : elle démarre légèrement avant les largeurs 20 mm (cailloux), se redresse brusquement dans la classe des graviers, et monte ensuite, assez régulièrement, en s'étalant sur toutes les catégories granulométriques. La médiane (0,40 mm) se situe dans la fraction sable. Avec un indice de classement de 4,5, le sédiment est mal classé.

Micaschistes et quartzites composent les éléments les plus grossiers tandis que les sables sont constitués surtout de quartz parmi lesquels se mêlent quelques micas. On ne voit pas de débris coquilliers, pourtant le taux de carbonates n'est pas nul.

P 3 = 13,3 %.

La cause peut être la présence de minuscules débris coquilliers [illegible] de grains minéraux calcaires. Comme les falaises vives voisines sont [illegible]calcaires, ce pourcentage calcaire, décelé dans l'échantillon, est vraisemblablement d'origine minérale.

La plateforme de - 5 m est en contact brutal avec les falaises calcaires plongeantes qui se raccordent directement à elle, suivant un angle pratiquement droit (fig. 6-11). Nous avons déjà noté l'absence de blocs détachés de la falaise sur cette plateforme sous-marine bordière.

On peut évidemment envisager la possibilité d'une dissolution, mais il semble bien que le principal responsable de cette situation soit le pied de glace. Ce type de falaise est ourlé d'un pied de glace qui reste suspendu à marée basse (chap. IX). Au dégel, quand il se détache, il part sous forme de radeaux portant les blocs en provenance de la falaise. Ceux-ci tomberont ensuite au fond, plus ou moins loin, au hasard de la fonte. Si bien qu'au pied de la falaise, aucun éboulis ne s'entasse sur la plateforme.

Ce mode de recul de la falaise peut-il expliquer l'origine et le développement de la plateforme ? Le recul de la falaise calcaire sous l'effet du pied de glace combiné à la gélivation pour la partie émergée est vraisemblablement très rapide. Le recul doit évidemment entraîner la formation et la croissance d'une plateforme au pied de la falaise. Mais pourquoi cette profondeur systématique de - 5 m ?

On serait tenté d'envisager un rôle d'abrasion par la banquise. Mais la profondeur paraît prohibitive. Même en tenant compte du jeu des marées, une banquise épaisse au maximum de 2 m et plus souvent d'un mètre ne peut pas agir jusqu'à une profondeur de 5 mètres. En fait, elle flotte sur une mince tranche d'eau et n'est même pas posée sur le fond.

Est-ce alors une surface "fossile", construite à un niveau un peu supérieur, par gélivation, puis submergée ? ou bien est-ce une simple plateforme d'abrasion marine ? On n'a pas vu la roche arasée en surface, mais elle est peut être proche sous une mince couverture de vase. Faut-il envisager une origine complexe ? Ce problème sera repris dans l'étude d'ensemble des niveaux.

1.1.1.2 - La plateforme de - 25 mètres

Elle s'étend au large de la plateforme - 5 m sur la rive Sud du Kongsfjord où nous avons toujours trouvé les deux plateformes associées. Par exemple, au cours des plongées P 4 et P 5, on a noté l'extension de

la plateforme - 5 m jusqu'à 200 ou 300 m de la côte, une rupture de pente la séparant de la plateforme - 25 m.

Cette dernière est régulière, bien qu'accidentée de quelques creux. Elle est couverte d'une couche d'aspect argileux, mise en suspension instantanée en surface. La vase est compacte à 20 cm de profondeur ; elle est parsemée de quelques cailloux dont les plus gros ne dépassent guère 30 mm.

Si les cailloux et graviers ne sont pas absents, les éléments fins sont nettement prédominants - exemples :

%	P4 -25m	P5 -25m
cailloux		7,8
graviers	2,1	1,8
sable	22,9	65,4
pélites	75,0	25,0

Les courbes granulométriques (fig. 12-37) de P 4 et P 5 ont la même allure ; elles s'étalent sur presque tout leur parcours à cause de l'hétérogénéité du sédiment, puis montent brusquement en arrivant vers la fraction fine.

Les médianes (0,053 et 0,047) sont très proches et de très faible valeur.

Le carbonate de calcium est présent, sans qu'on puisse dire si c'est sous forme minérale ou organique. On constate un rapport entre la proportion des éléments fins et celle des carbonates.

	Pourcentage de pélites	Pourcentage de carbonates
P 4	75 %	15,6 %
P 5	25 %	8 %

La même remarque aurait pu être faite à propos de la plateforme - 5 m :

P 3	3 %	13 3 %
P 9	1 %	3,7 %

Nous avons retrouvé une banquette immergée à - 20 mètres le long du Krossfjord mais elle est plus caillouteuse. La drague accrochant sans cesse le fond n'a parfois rien ramené (D 64 ; D 62 recommencé en D 63). En l'absence de plongées, on peut supposer que la roche en place affleure ou que les blocs sont trop gros pour être ramenés par la drague. La plateforme semblait unique. Nous n'y avons pas trouvé cette association de deux banquettes caractéristiques du Kongsfjord.

Comment interpréter cette plateforme de - 25 m dont le contact avec celle de - 5 m, se fait par une pente rapide. On ne voit pas quel agent actuel pourrait façonner une plateforme à cette profondeur. Plateforme de gélivation et d'abrasion marine comme celle de 5 m, actuellement en contrebas par submersion ?

Dans le Forlandsund, la découverte, à cette profondeur de - 25 m, de cordons de galets, témoins incontestables d'un littoral aujourd'hui submergé, permet de supposer que la plateforme de - 25 m a pu avoir aussi une origine littorale.

1.1.1.3. - Une surface à 50 mètres ?

La plongée P 36 effectuée sur la pente du delta sous-marin, a pu être menée assez profondément pour atteindre à - 50, - 51 m la terminaison du delta et l'amorce d'une surface horizontale, en pente absolument insensible vers le large. Cette surface est couverte de vase compacte.

A partir d'un seul exemple nous ne pouvons pas justifier l'existence d'une véritable plateforme profonde. Or nous n'avons pas pu multiplier les plongées à cette profondeur. D'autre part, les lignes de sondages à l'échosondeur ont été mal enregistrées par suite de l'abondance des icebergs dans cette zone amont du fjord. Nous ne pouvons donc pas dire si l'existence d'une plateforme à - 50 m est un cas exceptionnel ou général.

1.1.2. - La banquette de - 10 m

1.1.2.1 - Le long du Kongsfjord (partie aval)

Dans la partie externe des fjords, nous n'avons pas retrouvé cet étagement de terrasses, mais une surface unique qui descend en pente douce sur une largeur de 100 à 500 m, depuis le 0 marin jusqu'à une profondeur de 10 m environ. Le contact est toujours brutal entre la plateforme et le versant sous-marin qui lui fait suite.

Par exemple, au cours de la plongée P 41, à l'amont de Brandalpynten (Kongsfjord, rive Sud), après un parcours sur la plateforme, on a suivi jusqu'à 50 mètres de profondeur le versant qui amorçait sa descente à partir de - 11 m, sans rencontrer d'autres plateformes que celle qui borde la côte. Le versant est couvert de sables grossiers et de graviers qui laissent parfois apparaître la roche sous-jacente. Entre - 30 et - 50 m la vase devient plus abondante.

P 42 : la plateforme de - 10 m, uniforme et couverte de sable vaseux, ne dépasse pas 100 m de large. Le versant sous-marin, en pente raide, est recouvert de sable vaseux.

Au point de plongée P 43, situé à l'Ouest de P 42, les observations viennent confirmer les remarques précédentes, mais annoncent déjà le paysage des strandflats immergés des caps : les bancs de roche en place arasés sur la plateforme deviennent apparents, or ceci est une caractéristique essentielle des larges strandflats qui frangent les caps.

1.1.2.2 - En bordure des terrasses soulevées

Sur la face Sud-Ouest de la péninsule de Brögger, une plateforme unique vers - 10 m, atteint à peine 200 à 300 m de large.

Le même type de plateforme étroite se retrouve devant Svartfjellstranda (fig. 13-1).

Dans les deux cas, les terrasses soulevées sont étroites et la montagne est proche de la côte. Il y a donc un rapport de dimensions entre les terrasses émergées et les terrasses immergées, qui suggère l'existence de points communs dans la mise en place et l'évolution.

P 100 représente une plongée effectuée sur la plateforme de Svartfjellstranda.

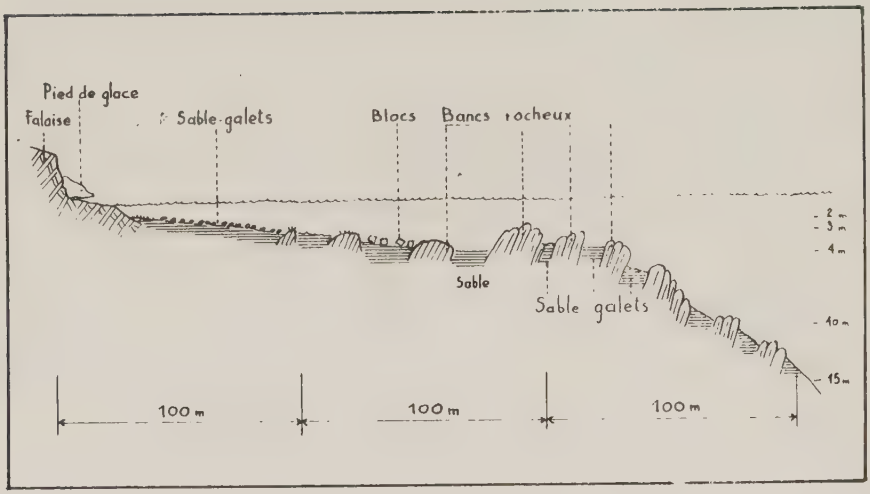


Fig. 13-1 - Coupe à travers le strandflat immergé de Svartfjellet nord.

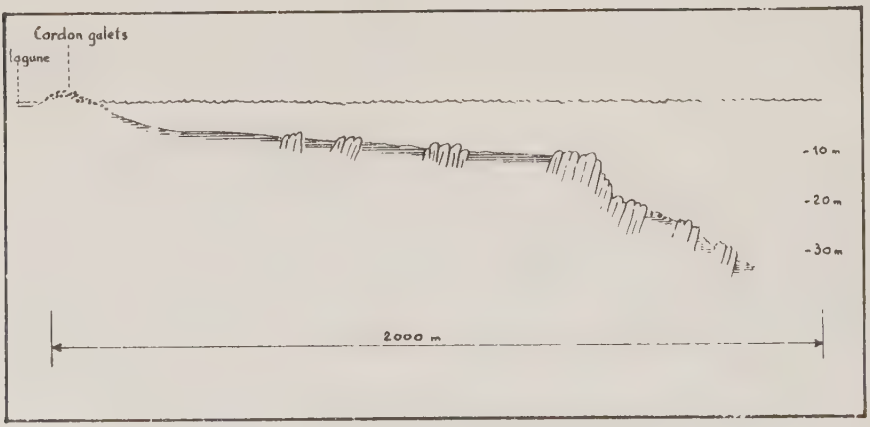


Fig. 13-2 - Le strandflat immergé de Kvadehuk, paysage sous-marin.

La plateforme s'étend sur une largeur de 250 mètres environ. La pente générale est très douce. Des bancs de roche affleurent ; ils sont arasés, colonisés par les algues et séparés les uns des autres par de légères dépressions où s'accumulent les sables. Le même paysage se poursuit le long de la pente abrupte du versant sous-marin qui forme la limite externe de la plateforme.

Quand le strandflat émergé prend quelque ampleur (Kaffiöyra), la plateforme sous-marine suit la même extension.

1.2 - Les larges strandflats immergés

1.2.1 - Les caractères généraux

De vastes plateformes sous-marines s'étendent au large des caps Mitra, Guissez, Kvadehuk, ainsi qu'en bordure du Forlandsund et des strandflats de l'Isfjord. La surface descend doucement depuis le 0 marin jusqu'à une profondeur de 20 m environ. Le paysage est toujours celui de surfaces où affleurent des lits rocheux arasés et séparés les uns des autres par des bandes légèrement déprimées où s'entassent les sédiments meubles (galets, graviers, sables) que nous avons dragués ou recueillis en plongée.

La granulométrie de ces plateformes se caractérise par l'absence de la fraction fine. Toutes les autres classes sont, par contre, représentées. Le mélange est grossier et la médiane se situe dans la classe des graviers.

DRAGAGES ou PLONGEES	66	62	88	71	81	11	61	74	75	72	68
MEDIANE en mm	14,0	12,0	11,0	11,0	11,0	10,0	8,5	7,7	7,6	7,5	7,5

57	73	54	55	60	85	89	80	58	70	9	44	45	34
7,5	6,3	5,9	5,8	4,8	4,1	3,5	2,8	2,6	2,6	2,4	11,8	4,2	2,05

1.2.2 - Le strandflat immergé du Cap Mitra (planche hors texte III)

En bordure du Cap Mitra s'étend une plateforme rocheuse, très plate dans l'ensemble, formée de bancs rocheux alignés en longues crêtes et séparés les uns des autres par des zones en creux.

L'isobathe 20 m ceinture ce strandflat qui s'étend jusqu'à 3000 m de la côte au Sud du Cap, et qui borde Diesetsletta à l'Ouest sur une largeur constante de 2000 m environ. Là, un enregistrement à l'écho-sondeur (profil R 21 bis, fig. 12-32), nous révèle une topographie hérissée sans doute liée à de nombreux affleurements rocheux.

La nature rocheuse de la plateforme se trouve confirmée par les plongées effectuées à la suite d'un dragage infructueux (D 68)qui n'avait ramené qu'un bloc anguleux et quelques cailloutis après que la drague eût accroché à plusieurs reprises. La plongée 69 sur la plateforme de Diesetsletta (- 10 m) est rendue difficile par les grandes laminaires qui couvrent complètement le fond. Ces laminaires sont fixées sur la roche en place (schiste et micaschiste) qui s'étend régulièrement et uniformément. C'est une surface remarquablement plate. Cependant, elle est fragmentée par des diaclases ; mais celles-ci n'ont guère favorisé le creusement de "cuvettes" où aurait pu s'entasser le sédiment. Les traces de sable et de cailloux par ci par là sont négligeables. A noter cependant que quelques galets ont été recueillis.

La plongée 70, qui peut être considérée comme caractéristique du strandflat du Cap Mitra, a été effectuée au centre de la zone Sud du Cap où le strandflat acquiert son plus bel épanouissement. La profondeur moyenne se tient vers - 8 m ; le sommet des barres rocheuses affleure à - 5 m et parfois elles atteignent la surface de l'eau. Ces barres rocheuses, arasées et couvertes de laminaires, se succèdent en lignes parallèles. L'échantillon prélevé est du quartzite. On retrouve la disposition habituelle aux plateformes émergées où les quartzites résistant à l'érosion restent en relief sous forme de barres ou d'écueils. Entre les barres, des sédiments ont été piégés ; les sables sont peu abondants par rapport aux cailloux anguleux détachés sans doute directement de la roche du substratum. Les quartzites dominent très largement.

On note la présence de galets émoussés de diamètre moyen 40 - 50 mm. Les sédiments se classent dans ce que nous avons appelé les mélanges grossiers (cf. 2.1.1.).

D 68 = cailloux 40,5 %
graviers 59,5 %

1.2.3 - Le strandflat immergé du Cap Guissez

La plateforme sous-marine présente de grandes analogies avec la précédente dont elle est séparée par le Krossfjord ; mais elle est moins développée et ne s'étend que jusqu'à 100 m du littoral. C'est un plateau rocheux sub-horizontal qui descend doucement vers le Sud jusqu'à - 20 m. Les bancs rocheux sont également arasés en surface et limitent des cuvettes où s'entassent les sédiments. Les laminaires qui ceinturent les cuvettes expliquent que la drague n'a souvent pas de prise et ne ramène rien. On peut noter que les laminaires ici se développent mal au sommet des bancs rocheux ou présentent des frondes détériorées. Le rôle érosif des icebergs n'est pas négligeable, tout au moins sur la végétation, dans cette zone qu'ils traversent habituellement en sortant du fjord. Les sédiments (71, 72, 73, 74, 75) n'ont pas de fraction fine. Les sables sont peu abondants ou même absents. On trouve des galets, mais surtout des cailloux et des graviers anguleux ou subanguleux aux arêtes émoussées. La pétrographie est assez homogène et représentée essentiellement par des quartzites.

Les échantillons recueillis se classent tous dans une catégorie de mélanges grossiers, bien classés et bien triés (cf. 2.1.1).

1.2.4 - Le strandflat immergé de Kvadehuk (planche hors texte III et fig. 13.2).

La plateforme épouse la forme du cap sur une largeur de 1500 à 2000 mètres et descend insensiblement jusqu'à une vingtaine de mètres avec une profondeur moyenne autour de 10 mètres.

C'est une surface d'abrasion dans la roche en place (calcaire). Des lits rocheux, parcourus par un réseau serré de diaclases,

affleurent en grandes crêtes arasées dont le sommet domine de 0,5 m environ les dépressions remplies de sédiments. La surface des crêtes est en général couverte d'une végétation abondante. Dans les cuvettes s'entasse du sable compact mêlé à des cailloutis, à des cailloux calcaires anguleux visiblement issus directement des barres rocheuses et à quelques galets bien émoussés (fig. 13-2). La pétrographie est très variée : grès, granites, gneiss...

La régularité de la profondeur est remarquable : vers - 10 m, indifféremment dans la roche, les cailloux ou le sable.

En P 34, la falaise calcaire plongeante entre en contact avec la plateforme suivant un angle pratiquement droit.

La plateforme présente une régularité remarquable. Lors de plongées P 36 et P 39, effectuées pour voir s'il existait un chenal sous-marin devant la rivière Scheteligelva, on a constaté que rien ne venait interrompre la monotonie de la plateforme de - 10 m, si ce n'est la présence de quelques gros blocs erratiques cristallins. Cette absence de chenal sous-marin donne à penser que la plateforme n'est pas simplement une plateforme littorale submergée, sinon on s'explique mal pourquoi la vallée ne se prolonge pas sur la plateforme comme c'est le cas pour les chenaux sous-marins qui prolongent les rias. Les observations de P 44 et P 45 ont montré que la plateforme n'est pas située exclusivement en avant des falaises calcaires ; elle se développe aussi au large de la côte basse à lagune de l'extrémité du Cap de Kvadehuk. On y retrouve les mêmes bancs calcaires, orientés d'Est à Ouest, tranchés par une surface ici en pente très douce jusque vers - 18 m (P 44). En P 45 aussi la plateforme est légèrement inclinée et les bancs calcaires arasés et diaclasés sont partiellement ennoyés sous des cailloux peu émoussés.

L'analyse sédimentologique met en évidence l'appartenance des échantillons à un même groupe où prédomine la fraction grossière et d'où la partie fine est absente, semblable en cela au groupe des sédiments du Cap Guissez (cf. 2-11).

La limite externe du strandflat

Au contact entre la plateforme sous-marine et les grandes

profondeurs du fjord, le versant s'amorce toujours brusquement (fig. 13-3).

En P 35, P 39, et P 44, de - 14 à - 30 m, le tombant subvertical est rocheux et accidenté d'étroits replats successifs correspondant à des lits dans le calcaire. La flore et la faune y sont très abondantes, comme sur la plateforme. De - 30 à - 45 m la pente s'adoucit (vers 30 degrés) et la roche est masquée par un tapis de cailloutis et de blocs qui se sont détachés du tombant rocheux. A - 45 m commence un deuxième tombant rocheux, aussi vertical que le premier.

1.2.5 - Les strandflats immergés du Forlandsund (planche hors texte II).

Au nord de la flèche Sars, de part et d'autre du Forlandsund, les plateformes sous-marines (profondeur moyenne : une dizaine de mètres) se sont développées encore plus largement qu'ailleurs. Le long d'Aberdeenflya (île du Prince Charles) la plateforme s'étend jusqu'à 4000, 5000 m de la côte, et même 6000 m au Nord-Ouest du Cap Heemsekerkneset. En fait, la plateforme sous-marine est remarquablement continue et bien développée tout autour de l'île du Prince Charles mais nous n'avons pu étudier que le secteur Nord-Est. La couverture sédimentaire est plus abondante que sur les autres strandflats observés, mais la roche en place est cependant partout présente. La drague saute sans cesse sur cette roche en place ; les écueils sont à fleur d'eau près de la côte où les profondeurs deviennent très faibles (- 2 à - 3 m). En bordure de l'île du Prince Charles, les barres rocheuses sont disposées en lignes successives et parallèles qui prolongent les affleurements continentaux. Les sédiments meubles tapissent les creux entre ces barres.

Plusieurs profils ont été enregistrés : R 9 (fig. 12-28) là où le strandflat prend sa plus grande extension ; R 6 (fig. 12-30) qui recoupe les plateformes des deux rives du Forlandsund. On y remarque que la plateforme occidentale (île du Prince Charles), plus profonde, se tient vers - 10 m alors que la plateforme orientale (Sarsöya) se situe vers - 5 m et est beaucoup plus accidentée de pics (bancs rocheux) de 1 m de dénivellé.

Les échantillons se classent en deux groupes :

Les mélanges grossiers, soit très bien classés (60, 80, 85, 89), soit moyennement classés (54, 55, 57, 58), appartiennent presque tous au strandflat de l'île du Prince Charles.

Les mélanges fins, soit très bien classés (56, 77, 78, 83, 86), soit moyennement classés (52, 79, 82), se situent, les premiers, dans le passage entre les pointes Sars et Murray et près d'un ancien débouché de la lagune Richard c'est-à-dire dans des secteurs brassés par les courants, les seconds, dans des zones un peu plus profondes.

Des galets ont été fréquemment recueillis et on a même observé en plongée de véritables plages à galets qui laissent présumer pour ces strandflats une origine littorale.

1.2.6 - Les strandflats à fleur d'eau de l'Isfjord (planche hors texte IV).

L'originalité de l'Isfjord est de posséder des plateformes sous-marines à profondeur insignifiante (- 1 m, - 2 m environ). Deux sont particulièrement bien développées: celles qui bordent les strandflats d'Erdmannflya (fig. 8-1) et de Bohemanflya (fig. 8-3). Le soubassement rocheux, plus ou moins arasé, affleure sous forme d'innombrables récifs ; il est couvert par endroits de sable ou de vase (P 116). Le contact avec le versant sous-marin se fait vers - 10 m avec une netteté extraordinaire.

En supposant une continuation de la tendance au soulèvement isostatique, on imagine facilement ces plateformes sous-marines transformées en terrasses soulevées et séparées de la terrasse littorale actuelle par une falaise morte. Cet étagement de terrasses émergées et immergées représente le paysage habituel de la zone littorale de l'Isfjord. Au-delà de la plateforme sous-marine unique, commence un versant très abrupt qui descend vers les grandes profondeurs du fjord (par exemple, sur une distance de 1800 m, on peut passer de - 10 m à - 220 m).

Les autres strandflats de l'Isfjord n'ont pas de caractères particuliers. Ce sont de très étroites banquettes qui s'épanouissent

quelque peu au niveau des caps. Citons par exemple celles des caps Hotellneset et Revneset au débouché de l'Adventfjord.

Devant les deltas, les plateformes sous-marines sont absentes.

Les dragages 107 et 108 à - 5 m et à - 8 m ont ramené du sable vaseux. Mais, en général, les sédiments sont très hétérogènes ; galets et blocs sont présents, de même que les pélites. Les caractères ne sont pas différents de ceux des sédiments de fjords.

%	103 - 10 m	104 - 10 m	109 - 10 m	110 - 10 m
cailloux...	blocs	87,3	qqs galets	36',3
graviers...	60,2	12,7	1,2	63,7
sables.....	24,5		61,9	
pélites....	15,3		36,9	

1.3 - Les plateformes des îles

1.3.1 - L'archipel Lovenöyane (fig. 6-3)

I[illegible] représente un exemple exceptionnel*. C'est un groupe de petites îles et d'écueils posés sur une plateforme bordée directement par les fosses profondes du fjord : au Sud et au Sud-Ouest : - 100 à - 200 m ; à l'Est : - 50 à - 60 m ; au Nord : - 50 à - 80 m. Le contraste entre les versants abrupts et la plateforme de faible profondeur (- 1 à - 3 m) se manifestait ici sous des formes si variées que nous y avons multiplié les plongées. Malgré cette variété, la disposition générale du paysage s'organise suivant des caractères constants.

Au Sud de Storholmen, la plateforme, à fleur d'eau en bor[illegible]ure de l'îlot, descend en pente douce jusqu'à - 15 m (P 15). A - 15 m [illegible] amorce un versant couvert de vase compacte marqué par les sillons et

---

* [illegible]ous avons noté que les îles de strandflats sont quasi-absentes, à la différence de la Norvège.

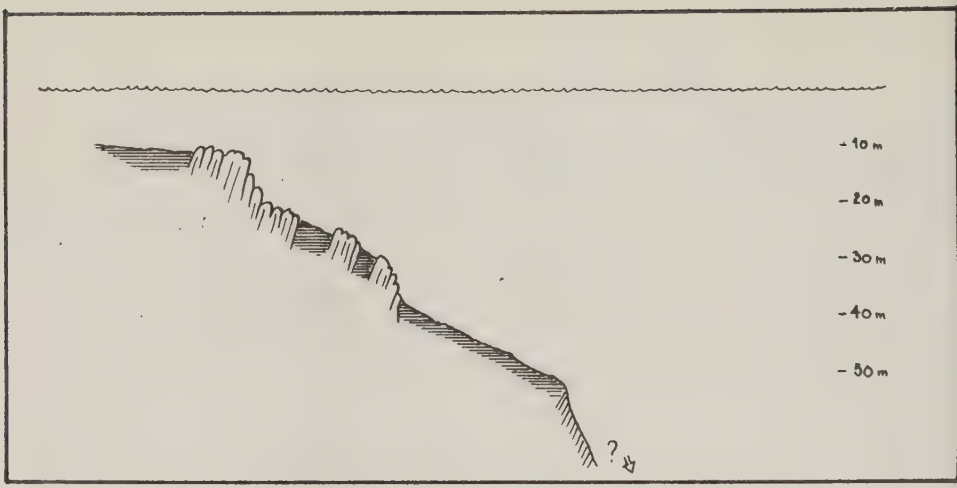


Fig. 13-3 - Versant sous-marin en bordure d'un strandflat immergé.

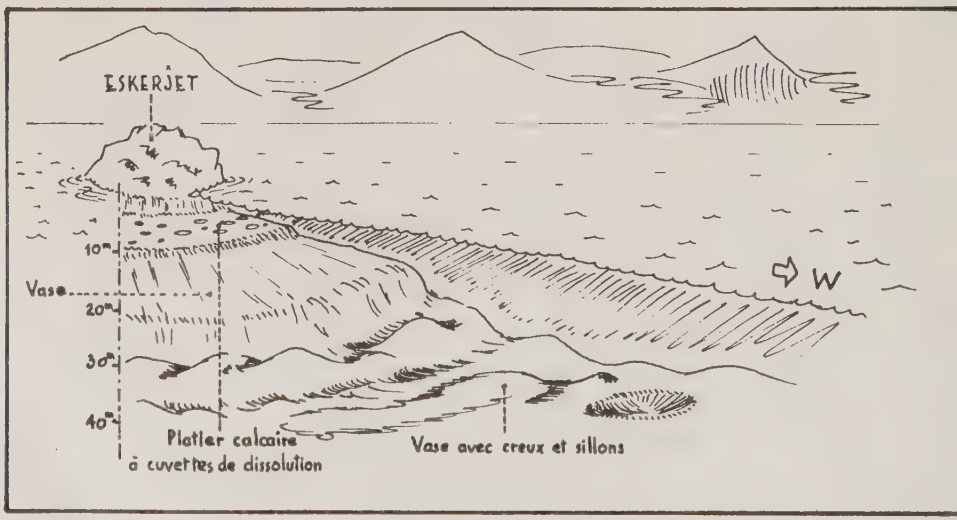


Fig. 13-4 - Paysage sous-marin de l'archipel Lovenöyane.

les cratères creusés par les icebergs.

Au Sud-Est de l'île Sigrid (P 17), on remarque le même type de plateforme en pente très douce jusque vers - 10 m. La roche en place (poudingue) se manifeste sous forme de barres et de pics qui se dressent jusqu'à 1 à 2 m de la surface de l'eau ; des blocs émoussés sont à demi ensevelis sous le sédiment (sable, graviers et petits galets roulés). Avec le versant qui s'amorce à partir de - 10 m, l'argile fait son apparition et contribue à renforcer le contraste plateforme-versant. Dans le secteur P 18 (au Nord de l'île Juttahl) on observe le même contraste morphologique et sédimentologique entre une plateforme rocheuse, plus ou moins couverte de sable et de galets, et un versant abrupt recouvert d'argile et accidenté de sillons (fig. 13-4).

En résumé, chaque île est entourée d'un platier faiblement immergé où la roche est pratiquement à nu. On a souvent observé à la surface de la roche des cavités ressemblant à des cuvettes de dissolution. Or de telles cuvettes existent aussi sur les îles formées de calcaire plus ou moins métamorphisé. Faut-il voir là une preuve de submersion par la mer d'une zone qui fut à un moment terrestre ?

La plateforme est affectée d'une légère pente jusqu'à - 10, - 15 m ; un mélange de sédiments assez grossiers, comportant des galets roulés, recouvre par plaques le substratum rocheux. A partir de - 15 m s'amorce des versants abrupts où la vase occupe une place de plus en plus prédominante. Exceptionnellement, le versant est rocheux (P 19) et pourrait correspondre, dans ce cas, à un versant d'auge glaciaire.

1.3.2 - La plateforme qui entoure les îles de Nord-Ouest (fig. 4-1)

Les îles du Nord-Ouest (Dansköya et Amsterdamöya) appartiennent à la plateforme continentale qui borde le Spitsberg et les îles qui lui sont associées. Vers l'Ouest s'étend un large "banc", Dansköyflaket, limité au Sud par le chenal qui prolonge le Magdelenefjord et au Nord-Est par celui du Smeerenburgfjord. Comme ce dernier longe les îles sur leur face orientale, la plateforme s'y rétrécit et se trouve dans la situation de banquette de fjord.

Nous n'avons étudié la plateforme sous-marine de Dansköya qu'au plus près de la côte au moyen de dragages (10) à faible profondeur* (fig. 4-2).

Dans l'ensemble, les échantillons sont formés de sable fin prédominant, bien classés et bien triés. Ces caractères sont apparents sur les courbes régulières et redressées. Ce sont donc des sédiments homogènes de plateformes soumises à des influences marines efficaces. Deux échantillons font exception, D 97 et D 98, plus grossiers et qui comportent même des cailloux.

Il semble que la nature granitique de la roche soit responsable des caractères de la sédimentologie. Le granite est prédisposé à fournir des sables assez fins mais pas de graviers. Par contre, de gros blocs subsistent sur le fond, semblables à ceux qui parsèment les plateformes et les versants émergés.

Une plateforme couverte de sable fin et parsemée de gros blocs (vestiges d'une solifluxion de versant à une époque où le niveau de la mer était plus bas), voilà les caractères du strandflat immergé de la zone granitique.

2 - LES CARACTERES DES SEDIMENTS DES PLATEFORMES SOUS-MARINES

(fig. 13-5 - 13-6 - 13-7 - 13-8 - 13-9)

2.1 - Des mélanges généralement bien classés

Le caractère principal des sédiments recueillis est leur aspect de mélanges d'éléments de dimensions très différentes. L'étalement des classes granulométriques est le plus souvent total, depuis les blocs (la drague ne les ramène pas, mais nous les avons vus en plongée**) jusqu'aux pélites. Cependant, une distinction s'impose entre les sédiments

---

* Pendant notre séjour dans le Nord, nous n'avons disposé que d'une petite annexe à moteur, à bord de laquelle nous utilisions des cônes pour des dragages à main.

** Nous avons souvent noté la présence de blocs erratiques ou glaciels sur les plateformes sous-marines (P 45, P 100...).

Légende générale

- Rien dans la drague : roche ou gros blocs
- Mélange à cailloux prédominants, avec vase
- Cailloux, graviers et sables
- galets
- Sable prédominant
- Vase prédominante

Pourcentage en CO_3Ca : entre 0 et 25 % △ entre 25 et 50 % ▲

entre 50 et 75 % □ entre 75 et 100 % ■

13-5 - .ture du fond et calcimétrie - Iles du Nord-Ouest.

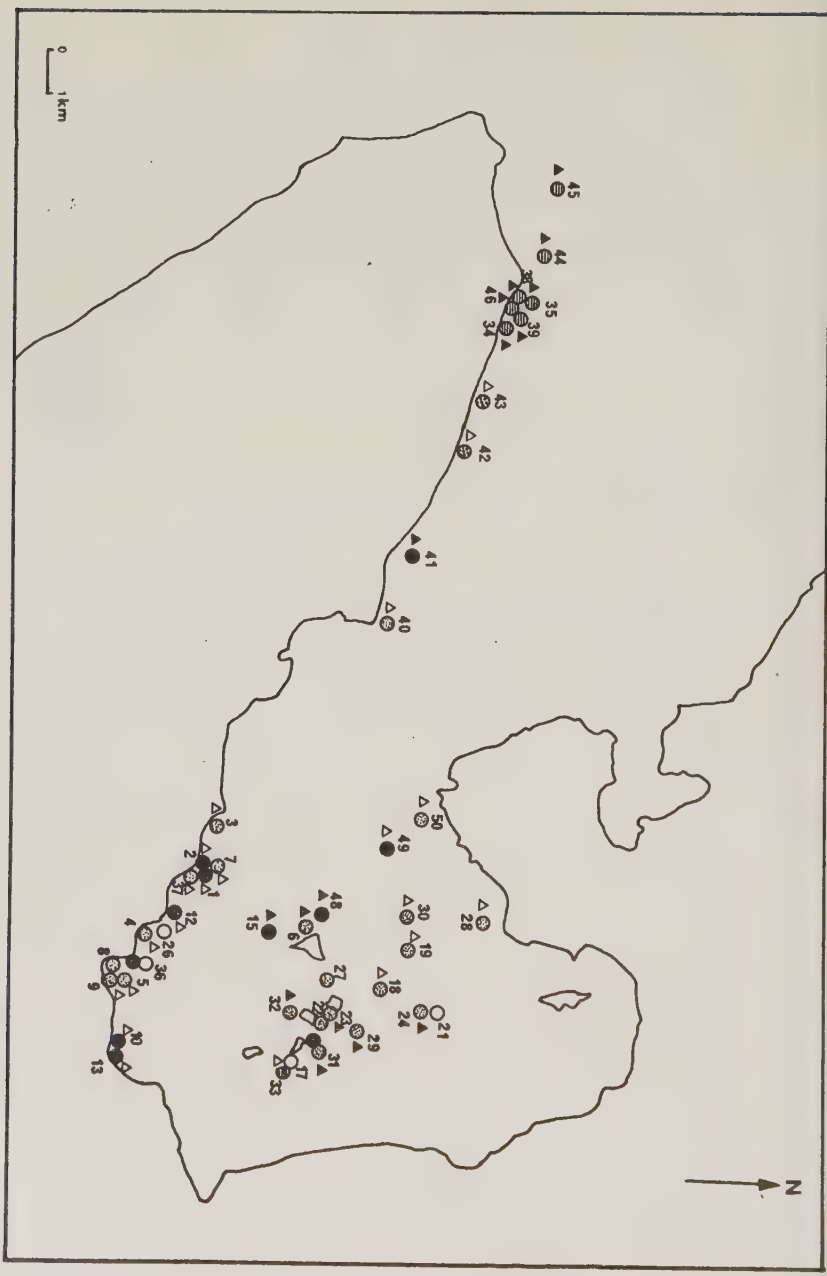


Fig. 13-6 - Nature du fond et calcimétrie - Kongsfjord.

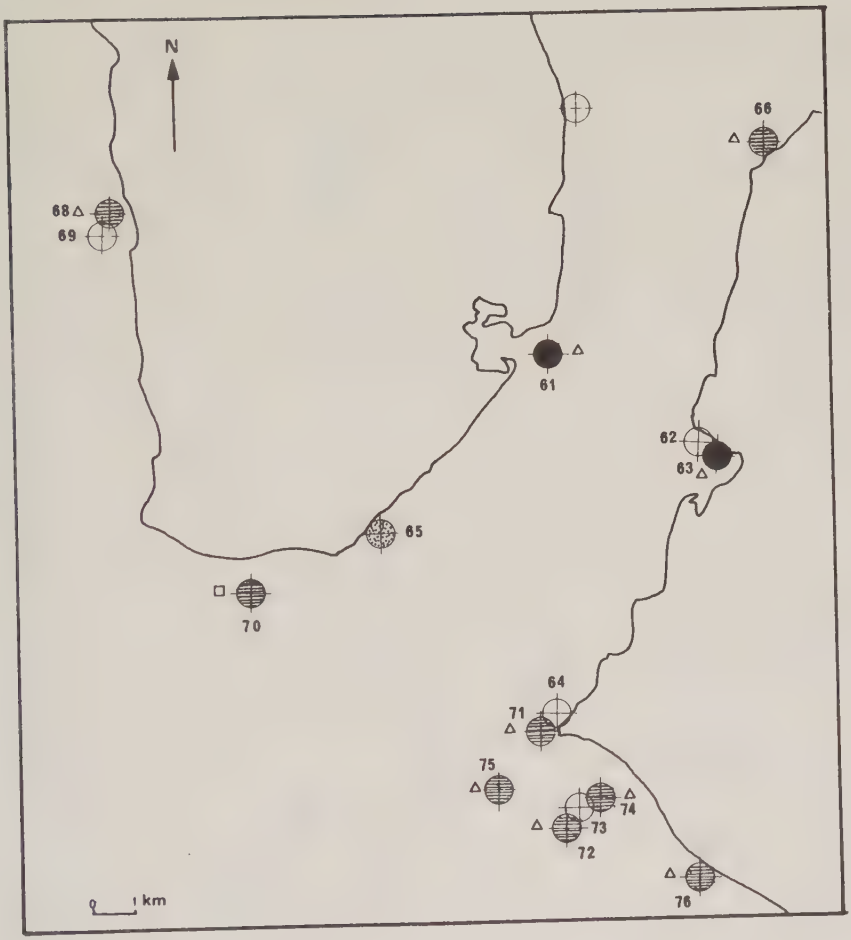


Fig. 13-7 - Nature du fond et calcimétrie - Krossfjord.

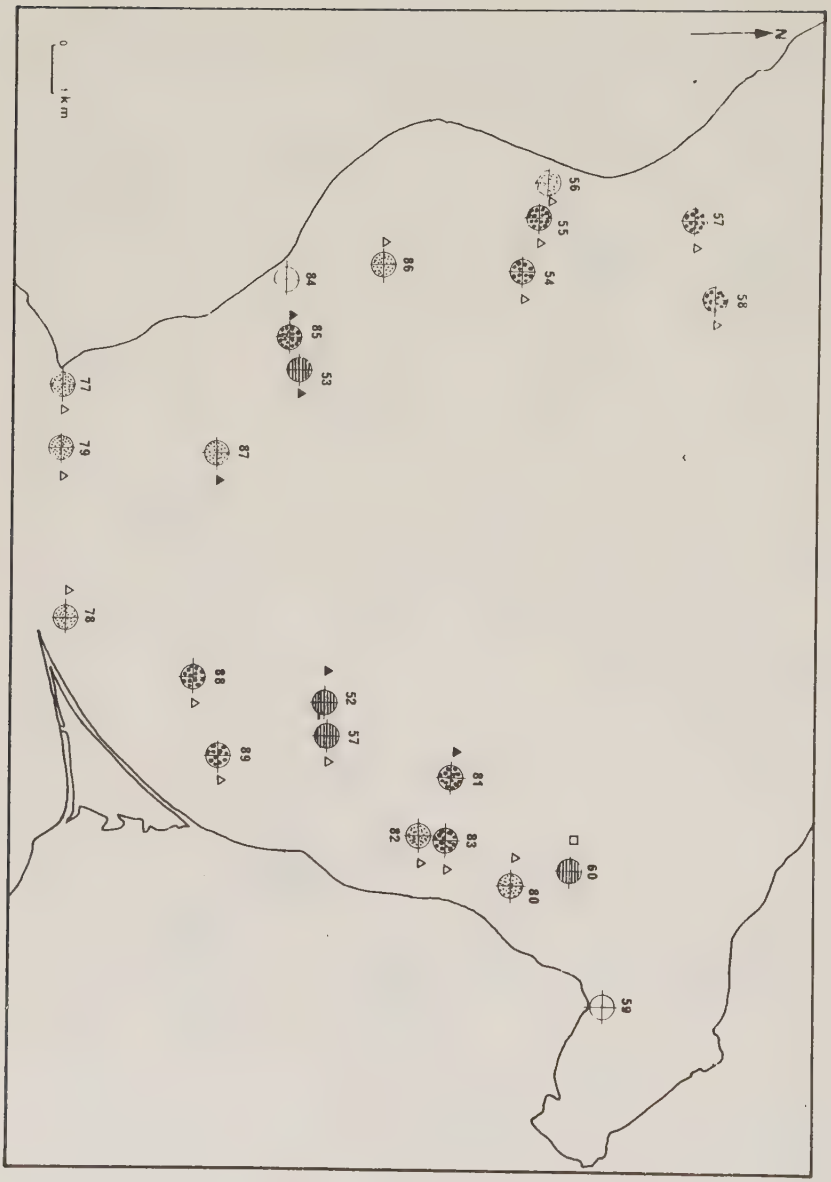


Fig. 13-8 - Nature du fond et calcimétrie - Forlandsund Nord.

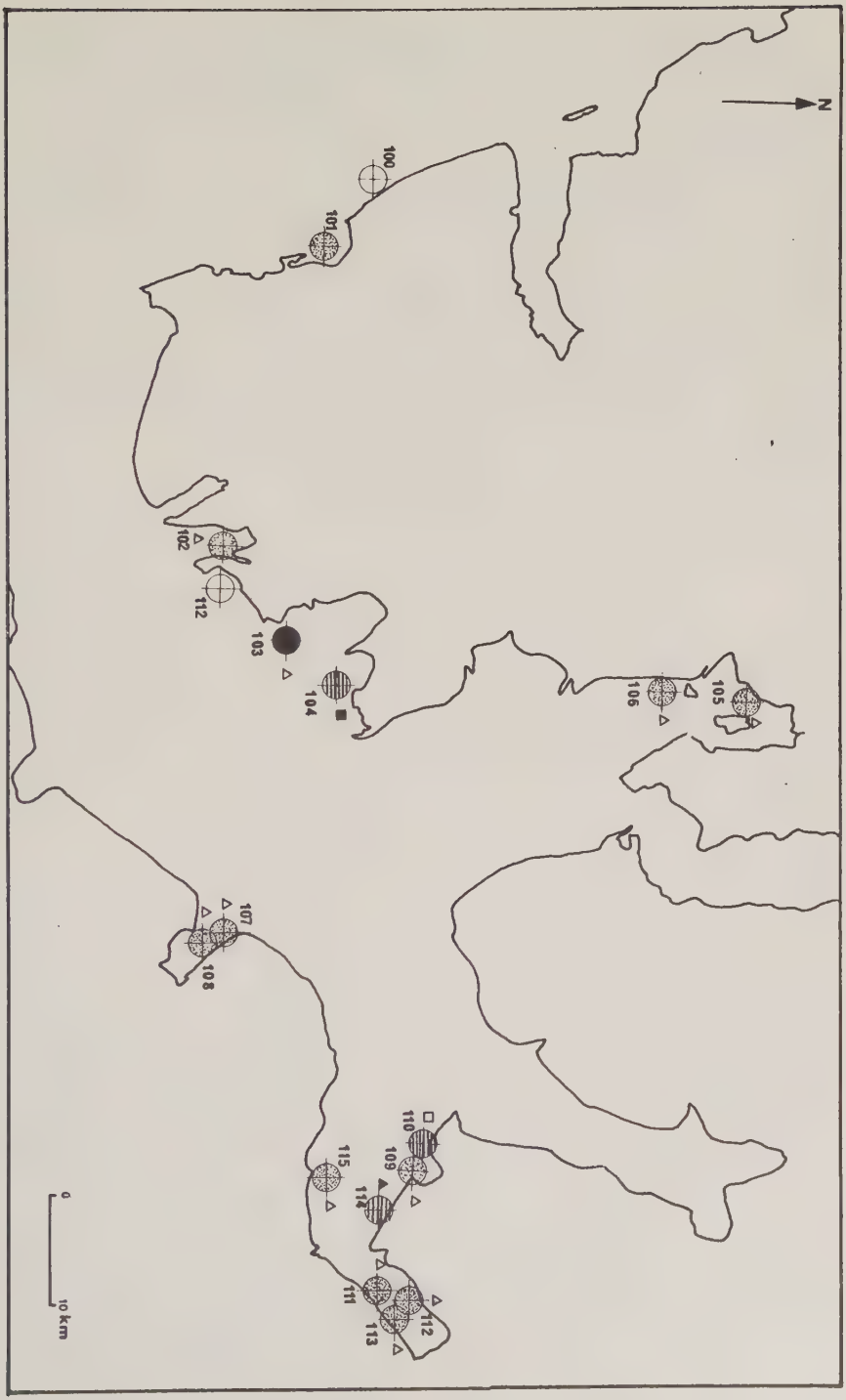


Fig. 13-9 - Nature du fond et calcimétrie - Forlandsund Sud et Isfjord.

des plateformes qui bordent les larges strandflats où les pélites sont très rarement présentes et ceux des banquettes amont de fjords où elles entrent pour une part plus ou moins importante dans la composition des échantillons.

D'après les caractères granulométriques et les paramètres on peut distinguer les mélanges grossiers et les mélanges fins.

2.1.1 - Les mélanges grossiers

Ils sont formés de cailloux ou galets et de graviers avec une partie sableuse plus ou moins représentée. La fraction fine est absente. La médiane se situe dans la classe des graviers.

Ils sont caractéristiques des épanouissements de strandflats immergés, au niveau des caps, en position très exposée.

2.1.1.1 - La répartition par classes granulométriques

Elle ne peut donner qu'une impression approximative

DRAGAGES ou PLONGEES	75	74	73	72	71	68	57
CAILLOUX %	60	42	15	62	13	40,5	2,5
GRAVIERS et SABLES %	40	58	85	38	87	59,5	97,5

En effet les pourcentages obtenus sont contestables dans la mesure où la présence ou l'absence de quelques galets font varier les pourcentages dans des limites considérables.

Les cailloux sont de deux types différents

- Les uns, de taille très variée (au-dessus de 20 mm), peuvent atteindre la dimension de blocs, trop gros pour être récoltés par la drague. Très anguleux, ils ne sont pas usés ; ou bien l'usure, légère, consiste seulement en un émoussé des arêtes.

Il semble bien que ces cailloux soient des éléments issus de coulées périglaciaires ou du matériel morainique transporté par les icebergs. Les icebergs, que le vêlage libère au niveau de la moraine médiane de certains glaciers, peuvent littéralement disparaître sous leur charge

sédimentaire. Les natures pétrographiques sont très variées.

- Les autres sont de vrais galets, de taille moyenne (50 à 100 mm de diamètre). Leur émoussé est excellent, malheureusement nous n'avons pas pu en ramener suffisamment pour faire des mesures systématiques. Ils sont entièrement recouverts de concrétions calcaires, ce qui prouve que leur émoussé ne s'acquiert pas actuellement. Ils peuvent être plus ou moins mélangés à du sable et à du gravier ou former un tapis continu exactement comme sur une plage. Ces cordons littoraux sous-marins ont toujours été observés vers 15 20 m. L'exemple de la plongée 54 (Forlandsundet) était particulièrement magnifique (cf. 2-2).

2.1.1.2 - Le classement

On distingue des sédiments très bien classés et triés, et d'autres dont le classement est assez bon.

Les sédiments très bien classés (fig. 13-10).

C'est le cas des sédiments du strandflat du Cap Guissez :

Dragages	Médiane mm	So	Q de phi	Sk	A2	C2
71	11,0	1,51	0,60	0,85	- 0,05	0,260
72	7,0	1,45	0,75	1,28	+ 0,05	0,245
73	6,3	2,04	1,04	0,94	- 0,035	0,185
74	7,7	1,80	0,86	1,01	+ 0,035	0,205
75	7,6	1,75	0,82	0,89	+ 0,005	0,235

Les courbes cumulatives (fig. 13-10) ont une forme convexe ; très redressées au niveau des graviers, elles se stabilisent dans les sables grossiers ; les sables fins et la fraction fine font défaut.

C'est également le cas des échantillons du strandflat du Forlandsund, essentiellement du côté de l'île du Prince Charles.

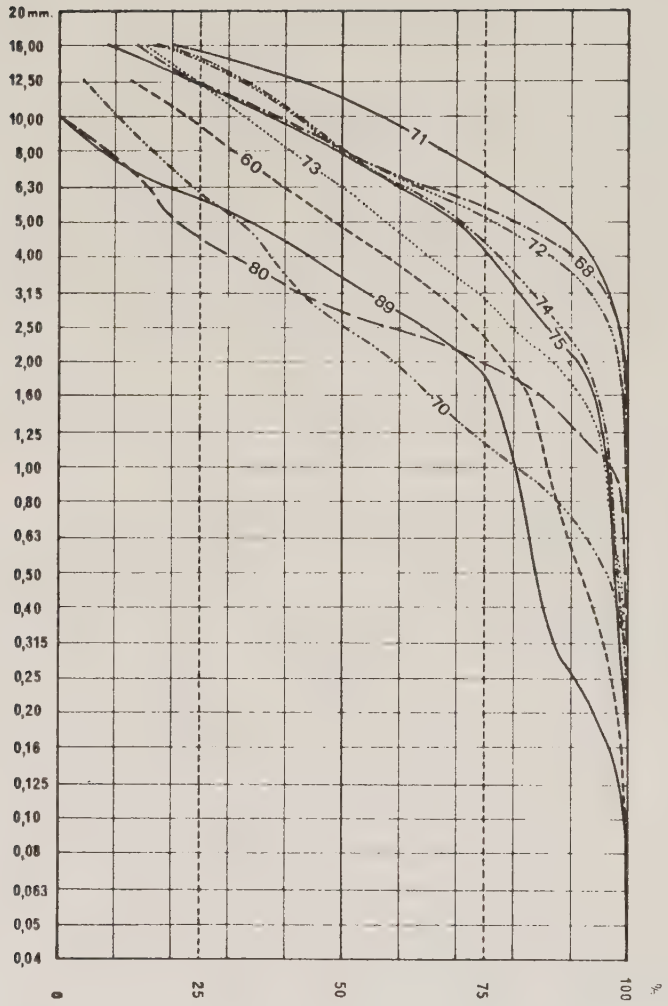


Fig. 13-10. Les mélanges grossiers bien classés.Courbes granulométriques.

Dragages	Médiane mm	So	Q de phi	Sk	A2	C2
60	4,8	2,10	1,09	1,04	0	0,18
80	2,8	1,5	0,62	1,12	+ 0,05	0,31
89	3,5	1,8	1,52	0,85	- 0,070	0.340

On peut y rajouter les échantillons 68 et 70 de la plateforme du Cap Mitra.

Le So de Trask est inférieur à 2,5 pour tous les échantillons des plateformes des caps Mitra et Guissez, ainsi que pour les dragages 60, 80, 89, de la plateforme orientale du Forlandsund.

DRAGAGES	72	71	80	68	75	74	89	73	60	85	70
So	1,45	1,51	1,54	1,54	1,75	1,80	1,80	2,04	2,10	2,2	2,28

La valeur du Q de phi de Krumbein est faible, comme pour tout sédiment bien trié ; elle varie entre 0,60 et 1,09 ; si on exclut ce dernier résultat, elle est toujours inférieure à l'unité.

SK (l'indice de Skewness) est proche de l'unité ; la répartition est donc proche de la symétrie par rapport à la médiane.

DRAGAGES	89	71	75	74	60	80	72	73
SK	0,85	0,85	0,89	1,01	1,01	1,12	1,28	0,94
A2	-	-	-	+		+	+	-

Le classement est maximal du côté des grains plus fins que la médiane (70, 60, 68, 72) ou maximal du côté des grains plus grossiers (89, 71, 75, 73). La valeur positive ou négative de l'indice d'assymétrie de Berthois (A2) vient confirmer l'indice de Skewness. Mais ce qui est remarquable c'est que le mode reste très proche du diamètre moyen.

Ces échantillons sont très bien classés et triés car ils sont situés dans les zones très exposées à la houle : la pointe du Cap Guissez, la pointe et la face ouest du Cap Mitra et la partie orientale du Forlandsundet c'est-à-dire qui reçoit les houles de Nord-Ouest. Et il est remarquable à cet égard de constater que les sédiments de cette face du Forlandsund sont mieux triés que ceux de la face occidentale, plus abritée. Les courbes, convexes, ont un début très redressé, au niveau des éléments grossiers (fig. 13-10).

Les sédiments assez bien classés (fig. 13-11).

Ce sont les mélanges grossiers de la plateforme occidentale du Forlandsund.

Dragages	Médiane mm	So	Q de phi	SK	A2	C2
54	5,9	2,83	1 50	1,01	+ 0,10	0,14
55	5,8	2,80	1,48	0,97	+ 0,10	0,12
57	7,5	3,44	1,83	0,54	+ 0,20	0,10
58	2,6	4,80 *	2,26	0,64	- 0,10	0.09

Le So indique un classement normal ou moyen, alors que le Q de phi s'éloigne de l'unité, indiquant un tri moins bon que dans la catégorie précédente.

Le Sk n'est proche de l'unité que pour les dragages 54 et 55 qui ont d'ailleurs les meilleurs So ; pour les deux autres, il est très inférieur à l'unité ; donc le classement est meilleur pour les grains grossiers.

Les sédiments de la plateforme de Kvadehuk appartiennent au même type.

	P 34	P 44	P 45
Cailloux	56,0	91,0	45,0
Graviers	20,5	8,1	37,8
Sable grossier	10,0	0,3	5,3
Sable moyen	12,3	0,4	10,0
Sablon	1,2	0,2	1,9

* celui-ci fait exception

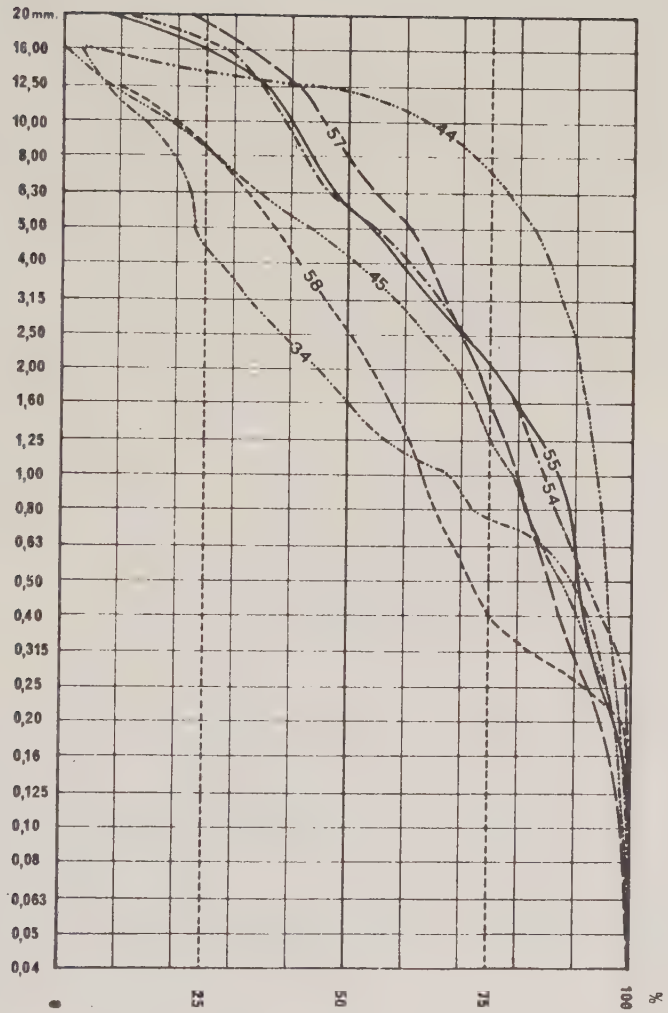


Fig. 13-11. Les mélanges grossiers assez bien classés.

La valeur de la médiane est forte. Les échantillons sont assez bien classés et triés.

	Médiane (mm)	So	SK
P 34	1,60	2,4	1,2
P 44	12,2	1,18	1
P 45	4,2	2,8	0,8

Les courbes cumulatives (fig. 13-11) manifestent une tendance à la convexité ; elles s'étalent au niveau des sédiments les plus fins, après un départ très redressé dans les sédiments grossiers.

Les sédiments très grossiers

Dans certains échantillons (par exemple 81 et 88 dans le Forlandsund) les galets et les graviers sont si abondants que, par comparaison, la quantité de sable que le mélange contient toujours paraît cependant insignifiante. Même en comptant à part les galets, la quantité de gros graviers est telle que les calculs de plusieurs indices sont impossibles à évaluer dans la mesure où Q1 n'existe pas. La courbe démarre au-dessus de 25 %. Les courbes convexes sont étalées (fig. 13-11).

2.1.2 - Les mélanges fins

Les éléments grossiers ne sont pas absents, mais les éléments fins dominent. La médiane se situe dans la classe des sables.

DRAGAGES ou PLONGEES	82	79	83	77	78	86	56	53
MEDIANE mm	1,11	0,97	0,32	0,29	0,17	0,15	0,12	0,042

52	23
0,038	0,104

2.1.2.1 - La Localisation

On a trouvé ce type de mélange sur certaines plateformes de l'intérieur des fjords (celle de l'archipel Lovenöyane par exemple - dragage 23). Dans le Forlandsund, ces prélèvements ont été faits dans une position topographique un peu différente de celle des mélanges grossiers : sur le bord externe de la plateforme qui descend doucement de - 10 à - 20 m environ. En effet, à partir de cette profondeur la plateforme est brusquement interrompue par un versant qui descend vers la fosse centrale du détroit.

Cependant, la position de certains de ces prélèvements peut en expliquer la finesse. Le nº 56 par exemple a été dragué en face de la brèche percée à travers le cordon de galets qui barre la lagune Richard. Par cette brèche peuvent sortir de la lagune des éléments plus fins.

52, 53 sont à la limite de la plateforme, en bordure de la fosse.

86 : l'examen en plongée a montré un sable gris dur, homogène d'aspect, sur un fond uniforme. 87 est aussi en bordure de la fosse.

82 et 83 sont dûs au hasard de l'échantillonnage dans un fond rocheux, en partie couvert de galets et de graviers, mais aussi de sable fin par plaques.

77, 78, 79 proviennent du fond sableux qui prolonge la flèche de Sars en direction de Murraypynten.

Enfin les échantillons dragués autour de Dansköya se classent essentiellement dans cette catégorie des mélanges fins.

2.1.1.2 - La répartition par classes granulométriques

	82	79	83	77	87	78	86	56
Cailloux	0	0	0	0	0	0	0	0
Graviers	39,9	35,8	0,8	12,0	16,0	11,9	8,7	1,4
Sables	60,1	64,2	98,2	88	84,0	88,1	91,3	98,6

Cette répartition met en valeur l'absence de cailloux et laisse apparaître la prédominance des sables sur les graviers, de plus en plus marquée évidemment quand la valeur de la médiane s'abaisse. Pour certains échantillons on hésite même à parler de mélanges quand la fraction "sable" représente 91,2 - 91,3 ou 98,6 % de l'ensemble. Il faut noter cependant que, dans certains cas, sur des fonds de sable uniforme que l'on a échantillonné, on a noté en plongée la présence de galets dispersés (86).

2.1.2.3 - Le classement

Les sédiments sont très bien classés, bien classés ou normalement classés.

Les sédiments très bien classés (fig. 13-12).

Le So de Trask est non seulement inférieur à 2,5 mais il a des valeurs particulièrement faibles (vers 1,2).

Dragages ou Plongées	M'diane mm	So	Q de phi	SK	A2	C2
77	0,230	1,86	0,9	1,32	+ 0,035	0,265
78	0,175	1,58	0,61	1,08	+ 0,085	0,315
86	0,150	1,25	0,33	0,98	+ 0,045	0,515
83	0,32	1,23	0,31	1,04	+ 0,01	0,580
56	0,12	1,23	0,30	1,10	+ 0,13	0,560
Dansköya 90	0,164	1,22	0,285	1,02	+ 0,035	0,555
91	0,280	1,67	0,74	1,15	+ 0,03	0,180
92	0,116	1,62	0,69	1,15	+ 0,03	0,200
93	0,215	1,32	0,41	1,02	+ 0,015	0,415
94	0,330	1,51	0,60	0,92	0	0,230
95	0,168	1,23	0,31	0,97	- 0,005	0,515
97	0,445	3,44	1,82	4,21	+ 0,03	0,190
99	0,180	1,27	0,35	1	+ 0,005	0,465

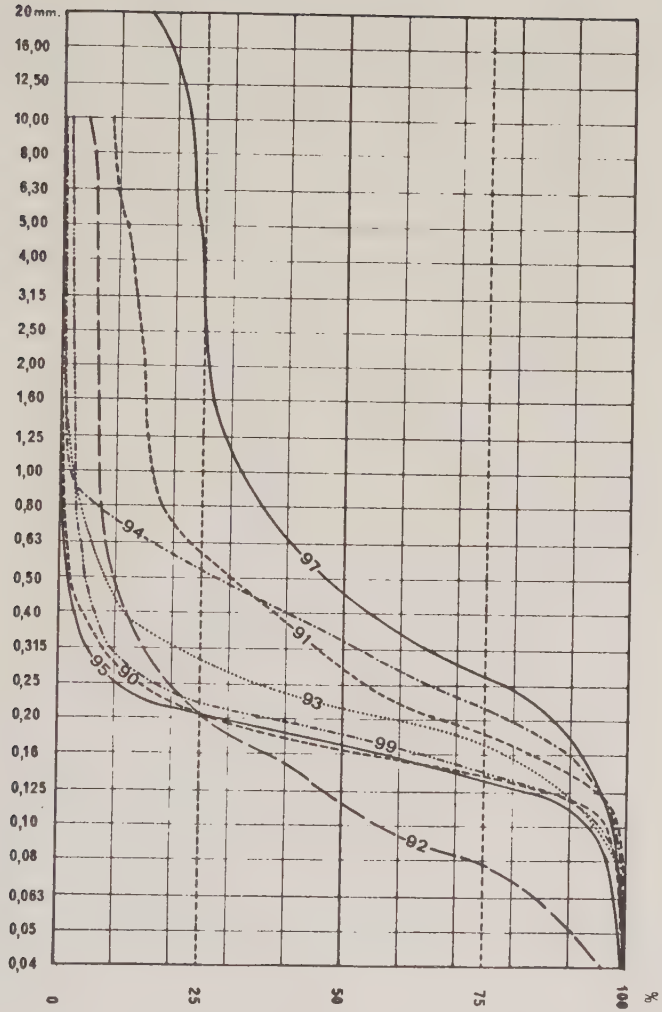


Fig. 13-12. Les mélanges fins très bien classés.

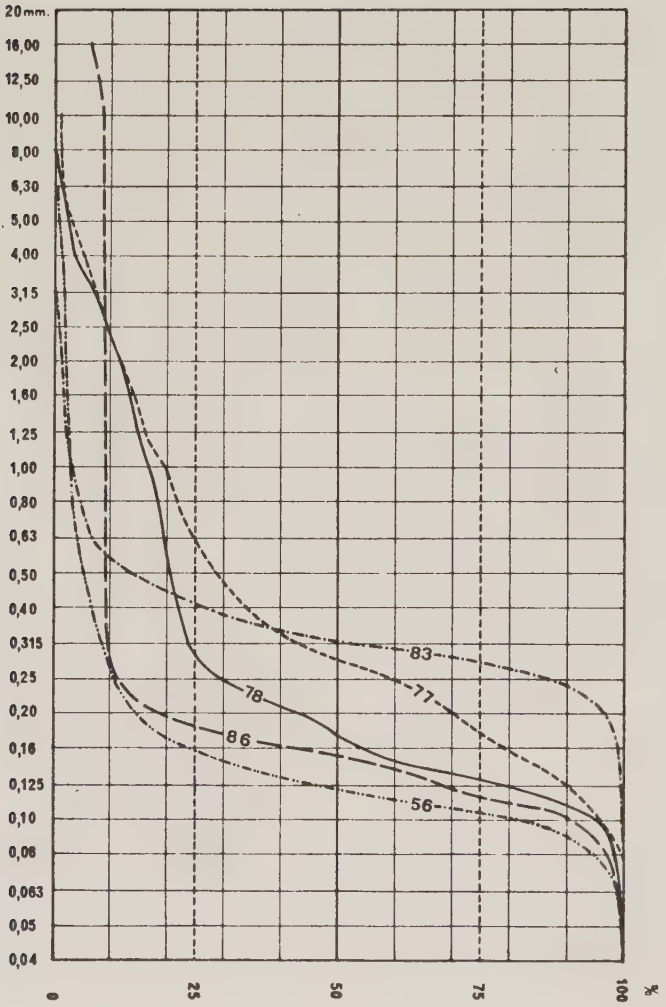


Fig. 13-13. Les mélanges fins très bien classés.

La valeur très faible du Q de phi de Krumbein vient renforcer cette impression de très bon triage.

SK est très proche de l'unité (1,10 - 1,04 - 0,98) ; la répartition est donc à peu près symétrique par rapport à la médiane.

Dans cette catégorie le So indique encore un très bon classement et le Q de phi, bien que de valeur un peu plus forte, est encore faible. Tous ces sédiments font partie du même groupe, mais n'occupent pas une position particulière permettant d'expliquer cet excellent classement.

Les courbes sont très belles, régulières et bien redressées.

Les sédiments normalement classés (fig. 13-14)

Dragages	Médiane mm	So	Q de phi	SK	A2	C2
79	0,970	2,62	1,40	1,17	0,05	0,085
82	1,1	3,06	1,62	1,70	0	0,10
87	0,17	2,82	1,52	1,41	0	0,24
23	0,10	2,04	2,62	1,96	0,01	0,26

Le Q de phi dépasse l'unité (de 1,40 à 1,62 - 2,62 pour P 23) ; mais sa valeur n'est pas encore très forte, le sédiment est assez bien trié.

SK varie entre 1,17 et 1,41. La répartition n'est pas symétrique par rapport à la médiane et le tri est meilleur du côté des éléments fins.

La cause en est que ces sédiments se présentent comme un mélange entre un stock de sable bien classé, bien trié, et des coquilles de plus gros calibre.

Pour conclure, on peut remarquer que les sédiments, qu'ils soient à prédominance fine ou grossière, sont disposés de telle sorte qu'il n'est pas possible de distinguer une certaine évolution granulométrique qui pourrait par exemple être fonction de la bathymétrie ou de

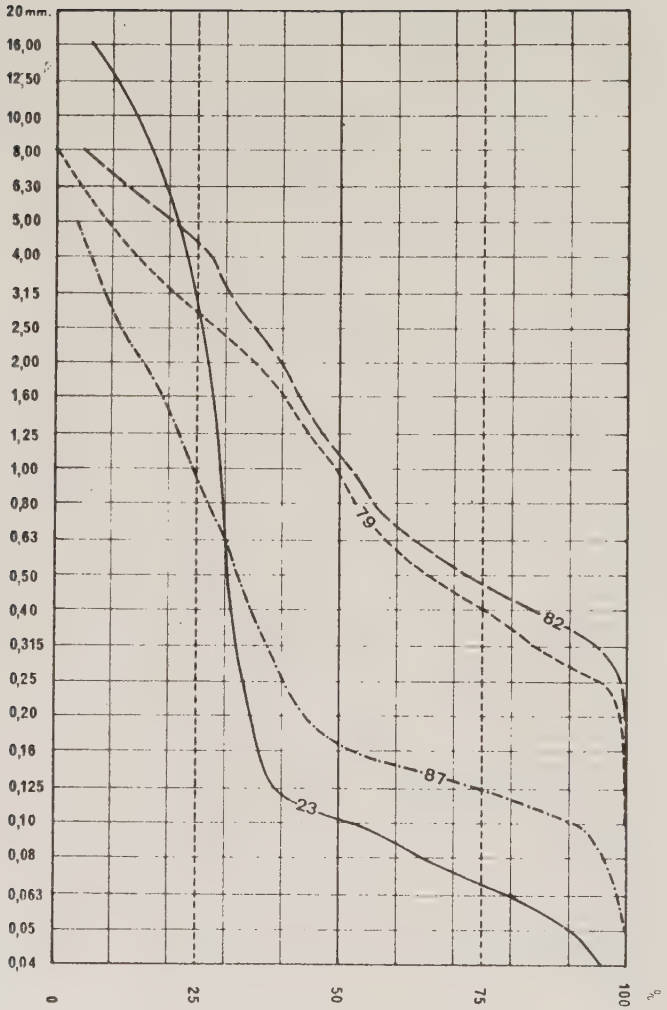


Fig. 13-14. Les mélanges fins normalement classés.

la distance de la côte. Les agents de mise en place sont donc variés et ne sont pas soumis directement à de telles influences.

2.2 - Les cordons de galets sous-marins

Des galets bien émoussés ont été trouvés en plusieurs lieux sur les plateformes sous-marines, au Cap Mitra, au Cap Guissez, à Kvadehuk et dans le Forlandsund (planches hors texte II et III).

Cap Mitra : P 69 et P 70 - On a noté quelques galets au point 69, et des galets abondants bien émoussés, de diamètre moyen 40 à 50 mm, au point 70 qui se trouve juste au large du puissant cordon de galets côtiers.

Cap Guissez : D 72 - La drague a ramené des galets mais le fond n'a pas pu être observé en plongée.

Kvadehuk : P 45 - Parmi les cailloux généralement peu émoussés on remarque des galets.

P 44, P 35... On a observé des galets très bien émoussés et souvent façonnés dans des roches différentes du substratum.

Forlandsund : aussi bien du côté de Sarsöyra que de celui de l'île du Prince Charles, des galets sont souvent recueillis dans la drague ou observés en plongée (P 83 - D 88).

Mais les plus beaux exemples ont été découverts du côté de l'île du Prince Charles, en avant du cordon de galets de la lagune Richard où les galets tapissent entièrement le fond (P 54 - P 55).

P 54 (profondeur 15 m) : le fond plat est couvert de cailloutis anguleux et de graviers auxquels se mêlent quelques galets. Vers l'Est la pente s'accentue et les galets deviennent de plus en plus nombreux jusqu'à couvrir complètement le fond, réalisant une magnifique plage à galets (- 20 m). La ressemblance avec les cordons de galets littoraux est encore accentuée par l'existence d'ondulations qui ressemblent aux gradins de marée (photos 31 et 32).

Tous ces galets sont recouverts de concrétions et sont de dimensions analogues à celles des galets du cordon de la lagune Richard.

P 55, à l'Ouest du point précédent (profondeur 15 m) l'étendue de galets est encore remarquable, bien qu'entrecoupée de blocs rocheux.

En P 57 (- 16 m) les galets ne couvrent pas systématiquement le fond très plat, mais ils sont dispersés parmi des graviers mêlés à du sable vaseux.

En P 58 (de - 16 à - 20 m) : sur un fond uniforme et plat de sable mélangé à des cailloutis, apparaissent quelques galets émoussés.

Ces deux dernières observations se situent au Nord de P 54 et P 55. Il semble donc que les formes de cordons sous-marins sont moins nettes vers le Nord.

Vers le Sud : en P 86, à - 19 m, on ne voit pratiquement pas de galets mais le fond plat est formé de sable vaseux gris et dur (sable de lagune ?).

Cependant, un peu plus au Sud, à - 16 m, les galets sont à nouveau abondants en P 85. On en trouve aussi en P 89.

On peut en conclure :

- qu'une véritable plage à galets, immergée vers - 15, - 20 m, jalonne la plateforme sous-marine à l'Est de l'île du Prince Charles.

- que vraisemblablement ce cordon de - 15, - 20 m existe aussi sur l'autre face du Forlandsund en bordure de Sarsöyra. Dragages et plongées ont ramené des galets roulés en plus ou moins grandes quantités (80, 81, 83, 88), mais nous n'avons pas vu de cordons continus.

- que des plages à galets immergées ont existé aussi autour des Caps Mitra (P 60 - P 70), Guissez (D 72), Kvadehuk (P 45 - P 35...). Mais, actuellement, on n'y récolte que quelques rares galets.

- que par conséquent, il y a une certaine concordance de position entre les cordons côtiers et immergés et que la meilleure conservation s'observe à l'emplacement le mieux abrité (en P 54 l'île du Prince Charles joue le rôle d'écran) et aussi, vraisemblablement, là où les cordons étaient les mieux développés à l'origine ; il est frappant de constater que P 56 est juste en avant du puissant cordon de barrage de la lagune Richard.

2.3 - Le faible façonnement des sables

L'étude morphoscopique* met en évidence le faible façonnement des grains minéraux. Après avoir fait une étude systématique sur 3 refus de tamis par échantillon (0,3 mm - 0,5 mm - 0,8 mm), le résultat nous a paru si mince par rapport au temps très long passé à ces observations que par la suite, nous n'avons pas fait de distinction granulométrique. Dans un fjord du Groenland, L. BERTHOIS (1966) a trouvé à 1 mm : NU = 50 à 75 % ; à 0,5 mm : NU = 65 à 85 %. Il n'a pas remarqué de grains très arrondis. Ses conclusions sont très proches des notres. Les deux seules catégories à retenir sont les non usés (NU) et les sub-émoussés (SE), c'est-à-dire les grains ayant subi un début d'usure et dont les angles et les arêtes sont légèrement usés.

2.3.1 - Les sédiments très peu remaniés (NU supérieurs à 80 %)

	90	91	92	93	94	95	97	115	106	115
NU	100	100	100	100	100	100	100	100	98	98
SE									2	2

106	114	110	103	71	54	107	70	102	85	88	86
97	95	94	92	92	90	88	88	88	88	86	84
3	5	6	8	8	10	12	12	12	12	14	16

Remarquons le grand nombre d'échantillons à pourcentage exceptionnellement fort de non usés. Tous les échantillons des plateformes granitiques se classent dans cette catégorie. Ce sont aussi des sédiments de fjords ; tous ceux de l'Isfjord en font partie. Mais quelques échantillons de plateforme sont également très peu usés : 70 et 71 (caps Mitra et Guissez) ; 88 et 86 dans le Forlandsund.

---

* Nous avons procédé à l'étude morphoscopique classique bien que l'ouvrage de Loïc le Ribault, 1970, Exoscopie, soit venue tout remettre en question par la découverte d'émoussés luisants dans des quartz d'origine.

2.3.2 - Les sédiments médiocrement remaniés (NU compris entre 50 et 80 %)

1º) - entre 60 et 80 %

	73	58	83	56	82	80	77	57
NU	72	72	69	66	65	64	63	63
SE	28	28	21	34	35	36	37	37

2º) - entre 50 et 60 %

	87	89	74	72	79
NU	58	58	58	56	51
SE	42	42	42	44	49

Les prélèvements proviennent des plateformes du Cap Guissez et du Forlandsund. Il est normal que les grains acquièrent un meilleur façonnement sur les plateformes que dans les fjords, à cause de l'exposition.

2.3.3 - Les sédiments légèrement usés (NU inférieur à 50 %)

Ils sont très rares et le pourcentage de non usés reste encore très proche de 50 %.

	78	55
NU	45	44
SE	55	56

2.3.4 - L'absence remarquable d'émoussés luisants

Les sédiments ne présentent donc, au mieux, qu'un début d'usure. Mais ceci n'est pas un caractère absolument spécifique à la zone froide, car en Rade de Brest on obtient sensiblement les mêmes résultats* dans un milieu où les actions marines sont relativement atténuées et où la fourniture en matériel est très abondante (coulées périglaciaires qui ont rempli la rade pendant les épisodes froids du Quaternaire). A cet égard, la Rade de Brest et les fonds sous-marins du Spitsberg ne sont pas des milieux tellement différents : les actions marines se heurtent à l'extrême abondance des matériaux meubles fournis par la solifluxion et la cryoclastie. Le phénomène est actuel au Spitsberg alors qu'il est fossile en Bretagne. Et dans les deux cas les actions marines sont atténuées : en Rade à cause de la position d'abri ; au Spitsberg à cause de la paralysie par la banquise hivernale.

On peut noter que les sables des plages sont mieux façonnés. Les grains émoussés plats (EM) peuvent être plus abondants que les non usés. Par exemple : plages de la flèche Sars et du Krossfjord.

	SarsE	SarsG	SarsF	SarsH	KroE1	KroE2	Mb 1	Mb 2	Mb 3	Mb 4
NU	44	42	38	22	22	32	96	97	93	94
EM	56	58	62	78	78	65				
SE							4	3	7	4

* MOIGN, Y - (1967) - Contribution à l'étude sédimentologique de la Rade et du Goulet de Brest. Diplôme de l'EPHE.

Cette remarque ne s'applique d'ailleurs pas à toutes les plages. Et à Madgelenefjord les non usés représentent plus de 90 %, mais on remarque cependant un début d'usure.

Nous avons vu, par contre, que les galets des cordons peuvent être très émoussés.

3 - LE MILIEU VIVANT

3.1 - Contraste entre les banquettes de fjords (amont) et les larges strandflats de bordure de caps

Dans la zone infralittorale, le contraste est frappant entre les secteurs internes des fjords, apparamment déserts, et les secteurs externes, ouverts aux influences marines et où la vie prolifère. Dans l'un et l'autre cas, la zone intertidale, soumise en hiver à la banquise et au pied de glace, est remarquablement pauvre.

3.1.1 - Les algues et le maërl

Laminaires et fucales, absentes des secteurs internes, croissent en nombre et en dimensions au fur et à mesure que les banquettes des fjords s'ouvrent en aval aux influences marines. Elles constituent des peuplements denses sur les strandflats de bordure de caps. Des récoltes en plongée ont été effectuées dans la zone infralittorale où peuvent s'établir des peuplements pérennes homogènes entre 5 et 26 m de profondeur. Elles ont été soumises pour examen à A.H. Dizerbo dont nous donnons les résultats (1969).

La liste des localités est la suivante :

- Port de New London (1) ;
- Côte Sud du Kongsfjord : Station P 3, face à la cabane des norvégiens, - 5 m (2) ; Station P 10, face au Nielsen (3) ;
- Ile Sigridhl, entre les îles Juttahl et Rundhl : Station P 20 (4).

Les espèces récoltées existent plus au Sud dans l'Isfjord (Svendsen, 1959), leur liste est la suivante :

Rhodophycées :

- Rhodymenia palmata (L.) Grev. (3).
- Ptilota pectinata (Gunn.) Kjellm. f. littoralis (4).

Phéophycées :

- Pilayella littoralis (L.) Kjellem., épiphyte sur le Fucus distichus L. (4).
- Desmarestia viridis (O. F. Mull.) Lamour. (3).
- Desmarestia aculeata (L.) Lamour. (1-2).
- Laminaria cucullata Foslie (3), variété de L. hyperborea.
- Laminaria hyperborea (Gunn.) Foslie (3).
- Laminaria digitata (Huds.) Lamour. (3).
- Laminaria solidungula J. Ag. (3).
- Fucus distichus L. subsp. distichus (4).
- Fucus evanescens C. Ag. (1).

Les algues calcaires sont très florissantes. Elles apprtiennent à la famille des Corallinacées et se rencontrent au Spitsberg aussi bien sous leur forme encroûtante que sous leur forme arbusculaire. Sur le seul critère de l'aspect externe, il est difficile de distinguer le Lithophyllum incrustans du Lithothamnium où l'on a reconnu deux espèces : Lithothamnium calcareum et Lithothamnium corallioides (J. Cabioch, 1970).

Les corallinacées encroûtantes recouvrent non seulement la roche en place des plateformes mais aussi les blocs et les galets. Il est inutile de dresser la liste des stations où elles ont été notées car ce serait faire l'inventaire de pratiquement toutes les stations des banquettes aval de fjords et des strandflats de bordure de caps. Leur couleur rose donne à penser qu'elles sont vivantes.

Les corallinacées arbusculaires libres, communément appelées "maërl", ont été souvent observées, bien que nous n'ayons pas repéré de véritables fonds à maërl.

Nous n'avons pas rencontré de maërl rejeté à la côte sur les grèves, sauf à Coraholmen (Isfjord) où son abondance est telle qu'il constitue exclusivement le sédiment de plage. Les conditions de vie et de mort du maërl ne sont pas connues de façon assez précise pour qu'on puisse émettre d'hypothèse explicative. Par contre, il est bien évident que, lorsque la moraine apparaît, truffée de maërl (Coraholmen, moraines des glaciers Sefström, Bore...), la preuve est faite d'un épisode d'avancée du glacier englobant le sédiment marin dans la moraine de poussée.

3.1.2 - La faune vivante

Elle est très abondante sur les larges strandflats ouverts aux influences marines ; par contre elle paraît absente dans les secteurs amont des fjords, mais l'analyse a montré que les micro-organismes prolifèrent sur ces banquettes vaseuses.

Le répertoire suivant, dressé à partir des observations en plongée, concerne donc les banquettes aval de fjord et les plateformes marines :

Faune fixée sur la roche en place, les cailloux, les fragments de coquilles... :
- Eponges
- Actinies
- Annélides serpulidés
- Balanes
- Ascidies.

Faune non fixée :
- Annélides du genre Arenicola
- Echinodermes (Echinides, stellerides, Ophiurides)
- Mollusques : Bivalves du genre Mya
- Crustacés, Amphipodes, Crevettes et Pagures.

Parmi les crustacés, l'espèce la plus représentée est Hyas araneus (Linné). Un individu ramené a été identifié par R. Bourdon qui signale que cette espèce est largement distribuée dans l'Atlantique Nord et dans toutes les mers arctiques. Elle vit ordinairement en eaux peu profondes quoique pouvant descendre jusqu'à 500 m. Des individus avaient déjà été capturés au Spitsberg par Miers (1877) et par Grieg (1926) à Green Harbour.

Les Foraminifères ont été étudiés par A. Rouvillois (1966) à partir de onze prélèvements effectués en plongée, au Sud du Kongsfjord, en écrêmant la partie superficielle du sédiment, afin de recueillir les foraminifères benthiques dans leur milieu de vie. Sur trente trois espèces déterminées, dix huit ont été trouvées vivantes. Nous renvoyons à la liste établie par A. Rouvillois (1966).

L'auteur a noté que la microfaune est absente des échantillons grossiers. Il est possible que la raison en soit une déficience en éléments nutritifs. Les sédiments fins, au contraire, contiennent en abondance des micro-organismes, par exemple des Diatomées, dont les foraminifères se nourissent si bien que les zones les plus favorables à la prolifération de ces micro-organismes sont les banquettes vaseuses d'amont de fjord.

3.2 - Les principaux constituants du calcaire organogène

Ce sont les restes entiers ou brisés d'organismes vivant actuellement, ou qui ont cessé de vivre quand les conditions de milieu se sont modifiées (refroidissement ou réchauffement climatiques*...).

Des fragments de balanes et de bryozoaires, des piquants d'oursins, du maërl.

Des bivalves :

- Astarte borealis** (Chemnitz), panarctique et circumpolaire. C'est une espèce très répandue qui a été récoltée de 0 à 463 m.
- Astarte elliptica (Brown) : de 2 m à 442 m.

---

* Les reconnaissances ont été effectuées grâce à l'aide de M. Glémarec.

** Les noms soulignés sont ceux des organismes actuellement vivants au Spitsberg. Les indications sur la répartition sont tirées de l'ouvrage de Okelmann (1958).

- Mya truncata (Linné), largement distribuée, l'espèce es panarctique boréale et circumpolaire, de 0 à 625 m. En fait, elle est surtout abondante de 0 à 50 m.

- Mya arenaria.

- Chlamys islandica (Müller) : dans la zone subarctique circumpolaire, elle forme des peuplements discontinus de quelques mètres à 356 m. En général, absente des hautes latitudes arctiques, elle se présente cependant à l'état vivant au Spitsberg.

- Cyprina islandica (Linné).

- Saxicava arctica (Linné) : espèce commune, panarctique boréale, largement distribuée de 0 à 2190 m ? En réalité, on la rencontre surtout dans les eaux peu profondes.

- Macoma calcarea (Chemnitz) : espèce panarctique, circumpolaire, jusqu'à 677 m. A l'Est du Groenland, on la récolte de 3 à 245 m, dans la vase des fjords.

- Mytilus edulis est une espèce vivant jusqu'à 180 m, mais rarement au-dessous de 50 m, au Groenland (Sud-Est), au Labrador, à Jan Mayen, en Islande, en Norvège (Nord).

Au Nord du parallèle 66º 30, on ne la trouve plus à l'état vivant. Il est à peu près certain que Mytilus edulis ne vit plus au Spitsberg actuellement (Knipowitsch, 1902 et 1903 ; Odhner, 1915 ; Heintz, 1926). Nous ne l'avons jamais dragué ; Feyling-Hanssen (1950) signale qu'il ne l'a jamais rencontré dans ses dragages dans le Sassenfjord. Heintz (1926) en avait trouvé des spécimens frais fixés sur Ascophyllum nodosum sur la côte actuelle de Wijdefjord, dans le Nord, mais il était arrivé à la conclusion qu'il s'agissait d'algues de dérive en provenance d'une localité plus méridionale.

Comme Mytilus edulis est très abondant sur certains niveaux de plages soulevées et qu'il existe toujours dans les régions plus méridionales, on peut penser que sa disparition de la zone polaire est liée à un refroidissement du climat.

Tous ces organismes qui composent le calcaire organogène ont été dragués ou recueillis en plongée sur les plateformes sous-marines, mais on les retrouve tous sur les plages soulevées. Certaines espèces sont mêmes utilisées pour définir des niveaux soulevés et, comme les coquilles peuvent être datées par la méthode du Carbone 14, on obtient l'âge des plages soulevées. Cependant, les études et comparaisons d'altitudes doivent être effectuées avec la plus grande prudence car nous avons vu que les espèces ont une grande tolérance vis à vis de la profondeur et il n'existe aucun moyen de connaître la profondeur du biotope pendant le dépôt.

3.3 - La répartition du calcaire organogène dans les sédiments (tableaux, pp. 601 et 602).

Nous avons jugé préférable de regrouper toutes les observations, qu'elles concernent les plateformes sensu stricto ou les versants de fjords, de façon à mieux cerner l'ensemble de la question et à évaluer éventuellement le dynamisme du dépôt.

Il existe une relation assez nette entre la localisation, la granulométrie et la calcimétrie.

Les sédiments fins des versants de fjords sont pauvres en calcaire.

Les sédiments grossiers des plateformes sont riches ou même très riches.

3.3.1 - Les sédiments très pauvres en calcaire (pourcentage : 10 %).

Dans l'Isfjord, ce sont les sédiments dont le pourcentage en pélites approche ou dépasse 50 % : 0 % de calcaire pour 108, 112, 115 ; guère plus pour 107 : 0,8 % ; et toute une série aux pourcentages inférieurs à 10 (102, 103, 105, 106, 109, 111, 113). Même près de Coraholmen, où les plages sont pourtant couvertes de maërl, le pourcentage dans les sédiments sous-marins n'est que 7,7.

Dans le Kongsfjord, les échantillons très pauvres correspondent aux versants argileux du fjord (P 2, P 6, P 12, d 49, d 50) ou bien à une plateforme argileuse (P 25). Tous ont des pourcentages inférieurs à 10.

Dans le Krossfjord, d 61 et d 65 sont des échantillons de versants comportant une fraction fine.

Dans le Forlandsund, les échantillons les plus fins sont aussi les plus pauvres en calcaire : d 56, d 77, de 78, d 79, P 86.

On peut noter aussi le cas inverse qui aboutit au même résultat. Si la granulométrie est très grossière -blocs, galets- la part de calcaire organogène est en général égale à 0.

Autour des îles du Nord-Ouest, les sédiments sont exceptionnellement pauvres en calcaire. Le biotope, pourtant sableux et exposé, conditions généralement propices, est ici particulièrement défavorable à la vie. La nature granitique est-elle en cause ?

Pourcentages très faibles (- de 10 %)

Isfjord	D	102	103	105	106	107	108	109	111	112	113	115
	%	1.7	1 7	7,7	2,5	0,8	0	7,7	1,7	0	3,4	0
Kongsfjord	D	2	6	12	49	50	25					
	%	8,5	3,7	8,7	0,3	3,2	4,2					
Krossfjord	D	61	65									
	%	2,5	9,4									
Forlandsund	D	56	77	78	79	86						
	%	6,4	7,0	9,9	9,2	5,0						
Iles du N-W	D	90	91	92	93		94	95	96	97	98	99
	%	1,2	4	0,8	0,4		1,6	0,4	3	0,4	5,9	0,2

Pourcentages médiocres (entre 10 et 30 %)

Krossfjord	D	63	72	73	74	75					
	%	15,1	11,1	11,9	22,5	21,3					
Forlandsund	D	54	55	57	58	80	82	83	87	88	89
	%	17,1	17,1	11,4	14,1	24,8	17,7	12,7	29,2	19,3	18,0
Kongsfjord	D	3	4	11	13	17	22	42	43	48	
	%	13,3	15,4	8,0	15,4	22,3	18,1	21,2	21,7	26,7	

Pourcentages importants (entre 30 et 70 %)

Isfjord	D	110	114		
	%	49,3	37,2		
Krossfjord	D	70			
	%	68,5			
Forlandsund	D	52	53	81	85
	%	46,6	36,0	36,1	39,3

Pourcentages exceptionnels

Isfjord	D	104
	%	91,7
Forlandsund	D	60
	%	72,7

3.3.2 - Les échantillons aux pourcentages médiocres (entre 10 et 30 %)

Ils ont été prélevés sur les plateformes. Presque tous les échantillons du Krossfjord (63, 72, 73, 74, 75) appartiennent à cette catégorie et sont localisés, sauf d 63, sur la plateforme du Cap Guissez. Beaucoup de coquilles sont entières (Astarte borealis, Mya truncata, Mya arenaria...) et certains individus étaient vivants dans le prélèvement. Elles sont mêlées à des débris variés. Les cailloux et les graviers sont recouverts de lithothamniées.

Les cailloux sont également incrustés de lithothamniées dans le Forlandsund dont presque tous les échantillons font aussi partie de cette catégorie (54, 55, 57, 58, 80, 82, 83, 87, 88, 89). Ils correspondent à des mélanges granulométriques grossiers. Les coquilles, mêlées à du maërl, sont brisées. Les seules coquilles intactes sont celles de Mya. Dans le Kongsfjord, ce sont aussi des échantillons des plateformes (autour de Kvadehuk et des îles de l'archipel Lovenöyane) : P 3, 4, 11, 13, 17, 22, 42, 43, 48.

3.3.3 - Calcaire abondant (entre 30 et 70 %, c'est-à-dire autour de 50 %)

Dans certains prélèvements, des coquilles entières (Saxicava arctica, Astarte), mêlées à des débris coquilliers et à du maërl en branche, sont assez nombreuses. Ce sont toujours des sédiments grossiers, hétérogènes, recueillis sur les plateformes sous-marines : Isfjord (110, 114), Krossfjord (70), Forlandsund (52, 53, 81, 85).

3.3.4 - Calcaire exceptionnellement abondant

Deux prélèvements ont un taux en CO_3Ca remarquable. Ce sont des sédiments de plateforme, d 60 dans le Forlandsund (72, 77 %) et d 104 dans l'Isfjord (91,7 %), ce dernier sur une plateforme caillouteuse à - 10 mètres, comprenant des coquilles entières (Astarte borealis) et même des bivalves vivant lors du dragage.

Ces pourcentages exceptionnels se trouvent lorsque la drague puise dans une de ces cuvettes qui jouent le rôle de pièges à sédiments sur les plateformes rocheuses.

On peut noter, pour conclure, que l'abondance du calcaire organogène dans le sédiment est en relation étroite avec la production. Les transports ne semblent pas jouer un rôle bien important. Les pourcentages sont forts sur les plateformes en aval ou à l'extérieur des fjords, là où la vie prolifère. Ils sont faibles dans les zones amont où la faune et la flore sont pauvres.

4 - CONCLUSION

La zone sous-marine du strandflat présente des caractères qui l'apparentent aux parties émergées (plages soulevées et terrasses) : socle rocheux arasé en surface et partiellement recouvert de sédiment (sables, graviers, galets). Cette couverture paraît toutefois plus mince et plus clairsemée dans la partie sous-marine que dans la partie émergée.

Comme les secteurs émergés, les secteurs sous-marins s'épanouissent au niveau des caps, donc dans les zones les plus exposées, ce qui donne à penser que l'action de la mer est, ou a été, primordiale dans leur façonnement.

La présence de cordons de galets vers - 20 m entraîne à supposer qu'à un certain moment ces plateformes se sont trouvées en position littorale. Actuellement, la plupart d'entre elles sont trop profondes pour que l'abrasion marine puisse être considérée comme un processus efficace par faible profondeur (jusqu'à 10 m environ) avec l'aide du matériel meuble pris en charge et jouant le rôle d'abrasif, elle perd par contre de son efficacité en dessous de 15-20 m. Si on ajoute à cela la présence de cordons de galets qui n'ont pu se constituer que sur un rivage et des cuvettes de dissolution dans le calcaire qui sont sub-aériennes, il faut bien admettre des phénomènes de submersion. Submersion qui, dans certains cas (Kongsfjord-amont), a dû se faire par saccades puisqu'on y observe un étagement de plateforme, - 5, - 25, et même - 50 m

Ceci est à envisager dans une étude d'ensemble de la genèse et de la chronologie des niveaux tant sous-marins que soulevés.

5ème PARTIE

AGE ET ORIGINE DU STRANDFLAT AU SVALBARD

Introduction : les caractéristiques du strandflat

Depuis que Reusch a employé, en 1894, le terme de strandflat pour désigner la zone basse accompagnée de milliers d'îles et d'îlots qui borde la montagne norvégienne, très nombreux sont les auteurs qui ont décrit des paysages similaires dans diverses régions du globe ayant subi une ou plusieurs glaciations. En reprenant le terme de strandflat, toujours à propos de cette bordure côtière norvégienne dont la largeur peut atteindre 60 kilomètres, Nansen (1922) lui attribue trois caractéristiques essentielles :

- L'aplanissement entre en contact brutal avec les flancs abrupts de la montagne de l'arrière-pays.
- Les nombreuses îles et péninsules sont séparées par des fjords et des chenaux. Elles sont remarquablement aplanies en surface jusqu'à une altitude montant légèrement au-dessus du niveau de la mer.
- Un certain nombre de collines à versants raides, surmontent ça et là la plateforme.

Nous avons utilisé le terme de strandflat pour désigner la zone côtière basse du Spitsberg, bien que seule la première caractéristique soit totalement réalisée. La deuxième n'est valable que pour les péninsules car, au Spitsberg, les "nombreuses îles" font défaut. La raison en serait que la glaciation a été plus poussée et le relèvement isostatique plus rapide (Ström, 1948). La troisième caractéristique, on la reconnaît sous une forme atrophiée de reliefs abrupts qui ne sont pas des collines mais simplement des pointements rocheux qui, dans certaines conditions, parsèment le strandflat.

Le terme strandflat se traduit mal par plaine ou plateforme côtière, vu que l'aplanissement d'ensemble peut cacher des niveaux

variés et une grande irrégularité de détails. Nous lui avons attribué le sens général de zone basse côtière sans préjuger de son ampleur, de son modelé, ni de son origine.

Certains auteurs ont distingué strandflat et plages soulevées (Nansen, 1922) et ont pensé que le terme de strandflat serait plus correctement employé pour désigner les seules surfaces d'érosion (Groom et Sweeting, 1958). Mais la plupart des auteurs l'utilisent sans préciser s'il représente une forme d'érosion ou d'accumulation (Dineley, 1953 ; Thompson, 1953). Il est vrai que cette distinction est généralement impossible. Dans la plupart des cas, formes d'érosion et formes de dépôt sont étroitement associées. Le substrat rocheux aplani est recouvert de façon plus ou moins sporadique par une pellicule de matériel meuble de plage. Sur les plateformes actuellement en formation, la plongée sous-marine a montré que bancs rocheux arasés et dépôts de sables et de galets sont également associés. Il n'y a donc pas lieu de faire une distinction génétique entre deux modelés simultanés. Il n'y a pas lieu non plus de faire un cas à part pour les terrasses marines, étroites et étagées ; elles appartiennent aussi au strandflat.

Mais, si ce terme de strandflat est pris ainsi au sens large d'aplanissement côtier, par opposition aux hauteurs intérieures, il ne désigne pas n'importe quelle plaine côtière. On le réserve aux littoraux des zones froides ou anciennement glaciées de l'hémisphère Nord ou Sud : Norvège, Novaya Zemlia, Taimyr, Svalbard, Groenland, Islande, Terre-Neuve, Labrador, Alaska, Colombie britannique, Patagonie, Shetlands du Sud, Terre de Graham.

Pour avoir donné lieu à des interprétations si variées et à tant de contreverses passionnées, l'origine du strandflat est certainement complexe. Mais quelles que soient les hypothèses envisagées pour expliquer sa genèse, les processus littoraux et ceux qui sont liés au froid ne devraient jamais être perdus de vue.

Des traces de rivages ont été découvertes sur tous les

strandflats. Elles s'étagent depuis le niveau actuel de la mer jusqu'à des hauteurs variées mais situées le plus souvent vers une centaine de mètres. Au-dessus, les niveaux littoraux sont plus rares et parfois contestables. Au Spitsberg, nous avons découvert une plage à 234 m. Dans d'autres régions le niveau supérieur peut dépasser 300 m. Nous avons trouvé aussi des littoraux submergés. Le littoral sous-marin le plus sûr est celui de - 20 m, ce qui donne une amplitude des déplacements de la mer de 254 m.

Il est bien évident que, dans les régions polaires, le déplacement de la ligne de rivage résulte de la combinaison de deux facteurs variables : d'une part enfoncement et relèvement du continent sous l'effet de la surcharge ou de la décharge glaciaire (isostasie), d'autre part abaissement ou relèvement du niveau général des mers en rapport avec les périodes d'englacement et de déglaciation (glacio-eustatisme). Mais il faut également prendre en considération le fait que le fond des océans réagit isostatiquement aux variations de la charge d'eau. C'est l'hydro-isostasie sur laquelle Bloom (1969) et Mörner (1969) ont attiré l'attention et que A. Guilcher (1970) considère comme une complication supplémentaire pour tracer les courbes de variations eustatiques. Parmi ces mouvements complexes, il est difficile de déterminer la part qui revient à l'un et à l'autre. Les niveaux marins soulevés représentent l'excès de soulèvement isostatique par rapport à l'ennoiement glacio-eustatique.

Dans le bilan, la tendance au relèvement isostatique l'emporte depuis l'Holocène mais cela n'exclut pas des transgressions marines passagères qui peuvent, si leur valeur est équivalente à celle du relèvement isostatique, le masquer de telle sorte que le rivage reste stationnaire, en équilibre, pendant un certain temps. Il est même possible qu'une transgression passagère l'emporte provisoirement au point d'envahir la zone littorale.

Chapitre XIV

PROBLEMES DE L'AGE DES PLAGES SOULEVEES

Les premières analyses révèlent une variété déconcertante de niveaux marins, horizontaux ou plus souvent inclinés, couverts ou non de matériel de plage avec ou sans coquilles, situés à toutes les altitudes possibles. Pourtant, dans cette anarchie apparente, quelques grands caractères se dégagent, qui apparaissent bien sur les croquis morphologiques :

- Un "bas strandflat" monte doucement vers l'intérieur, parfois à partir du niveau de la mer, mais le plus souvent à partir d'un cordon fossile ou d'une falaise vive haute de 5 à 6 m. Son altitude moyenne est de 8-10 m. Son bord interne atteint de 15 à 20 m.

- Un "haut strandflat" monte de 15-17 m jusqu'à 50-55 m. Il peut parfois atteindre une centaine de mètres. Il arrive aussi qu'il se prolonge jusqu'au niveau de la mer sans qu'un "bas strandflat" ne l'en sépare.

- Une démarcation nette, cordon de galets ou falaise morte (15-20 m d'altitude), peut séparer les deux éléments du strandflat. Nous l'avons souvent notée : dans l'Ile du Prince Charles (Aberdeenflya, Heemskerckneset, Fuhrmeisterstranda, Forlandsletta), au Cap Mitra, à Kvadehuk, à Erdmanflya, Daudmannsöyra, Hotellneset (Adventfjord). On peut penser que cette démarcation si constante représente une étape dans le soulèvement des terres, un moment d'équilibre pour le littoral. Parfois les terrasses s'étagent jusqu'au niveau de la mer sans qu'on puisse distinguer une interruption dans le paysage, mais cette interruption a été retrouvée dans la faune (l'association de fossiles de l'étage supérieur est différente de celle de l'étage inférieur).

Enfin, il existe des niveaux plus élevés (jusqu'à 234 m), mais ils sont rares et dispersés.

1 - PROBLEME DE LA DETERMINATION DE L'ALTITUDE DES PLAGES SOULEVEES

1.1 - La difficulté à déterminer le zéro de référence

Nous avons pris comme référence le niveau des hautes mers moyennes dont la marque est toujours facile à repérer sur les plages, et ceci, quelle que soit l'heure de la marée. Il est relativement facile de faire abstraction du niveau des grandes marées avec lequel il ne se confond pas. N'ayant que des renseignements trop sommaires sur le régime des marées, nous n'avons pas jugé bon de faire des corrections. Nos mesures sont donc légèrement surestimées par rapport au niveau moyen de la mer (de 1 m, le marnage étant d'environ 2 m).

Matthews (1967) utilise comme zéro de référence la limite de la haute mer comme nous l'avons fait.

Feyling-Hanssen (1950), tout en signalant les difficultés de l'évaluation et l'incertitude de ses résultats, a ramené ses mesures au niveau moyen.

Plusieurs auteurs ne donnent aucune précision à ce sujet. Il est donc inutile d'essayer de faire des comparaisons au décimètre près, voir au centimètre près comme certains chercheurs. Ces exigences de précision sur les hauteurs absolues semblent d'autant plus superflues que les plages soulevées ne peuvent pas être caractérisées par une seule hauteur puisque la plage est généralement inclinée.

1.2 - Le choix de l'altitude d'une plage inclinée

L'inclinaison des plages n'est pas forcément provoquée par un gauchissement postérieur à leur mise en place et déterminée par le relèvement isostatique, elle peut être un fait normal. Quand une plage soulevée est inclinée vers la mer, il y a forte présomption en faveur du caractère original de l'inclinaison. La pente varie selon les matériaux de la plage et selon les conditions d'exposition. Les plaines deltaïques peuvent être très fortement inclinées. Par exemple, dans

le secteur Sud du Sassenfjord, l'une d'entre elles descend rapidement de 22 m à 8 m. Par contre, dans les secteurs des caps (Mitra, Kvadehuk, Daudmannsöyra et la basse terrasse de Sarsöyra), s'étendent de longues surfaces à très faible pente. Enfin, les terrasses étroites, étagées en escaliers, sont pratiquement horizontales.

Plusieurs auteurs ont interprété l'inclinaison des plages comme un gauchissement provoqué par le réajustement isostatique. Par exemple, Balchin (1941), a étudié l'inclinaison des plages dans la région du Billefjord. Mais ses résultats furent critiqués systématiquement par Feyling-Hanssen (1950). Il semble qu'en l'absence d'un véritable levé topographique précis, il soit impossible de prouver un gauchissement des surfaces. Cependant, Blake (1961), après Donner et West (1957), a décrit un exemple de gauchissement qui, si ses chiffres sont exacts, paraît convaincant. Au bord de Ladyfranklinfjord (Terre du Nord-Est), la plage s'étend sur 20 km de long, montant de 6,4 m dans la zone externe du fjord, jusqu'à 10,3 m en amont. Ce niveau se distingue bien par la présence des galets de lave. Il s'est donc produit un gauchissement de la plage, avec soulèvement plus fort en amont.

Nous n'avons aucun exemple qui confirme ou infirme la présence de tels gauchissements sur notre terrain.

Comment choisir une altitude vraiment significative pour une plage inclinée ?

Ou bien on mesure l'altitude inférieure et l'altitude supérieure, ou bien on détermine l'altitude moyenne qui, évidemment, ne peut être qu'une grossière approximation. Nous pensons qu'il est préférable de procéder à un classement par tranches d'altitude regroupant les niveaux.

Mais comme souvent les auteurs ne précisent pas où et comment ils ont choisi l'altitude mesurée, les comparaisons sont délicates. Il faudra donc éviter les rapprochements trop précis et admettre que les altitudes prises isolément sont des critères un peu faibles pour comparer entre elles les plages soulevées.

2 - CRITIQUE DES METHODES UTILISEES POUR CALCULER LES RECENTS DEPLACEMENTS VERTICAUX DES RIVAGES

Depuis toujours, les observateurs ont essayé d'évaluer la vitesse de soulèvement du rivage. Pour cela des indices variés ont été utilisés, permettant de dater, de façon plus ou moins précise, les niveaux dont on a mesuré l'altitude.

2.1 - Méthode de datation par les constructions de l'homme

Les constructions anciennes sont évidemment fort rares en ces régions. Cependant, à l'entrée de l'Isfjord, une construction établie à 1 m au-dessus des hautes mers en 1786, se trouve actuellement à 2 m (Christiannsonn, 1961). Pour autant qu'on puisse faire confiance à ces chiffres, le relèvement apparent serait donc de 0,57 m par siècle.

En Terre du Nord-Est, une construction datant de 160 ans (Blake, 1961) s'est trouvée soulevée de 1,20 m, ce qui équivaut à un relèvement de 0,75 m par siècle.

Cette méthode, qui ne renseigne d'ailleurs que sur des évènements très récents, aboutit à des chiffres critiquables car on n'est pas sûr du niveau de référence au moment de la construction. Or, la moindre variation sur des valeurs aussi réduites peut entraîner des écarts énormes dans l'appréciation de la vitesse du mouvement de relèvement.

On a cru prouver un mouvement contraire, c'est-à-dire un abaissement des terres, en étudiant ces constructions que sont les fours à huile, dispersés le long des îles et des rivages du Nord-Ouest du Spitsberg. Ils sont les vestiges, à terre, de l'industrie de l'huile de baleine qui fut florissante au XVIIe siècle. C'est Vogt (1932) qui attira l'attention sur le fait que ces fours, construits au bord du rivage, certainement au-dessus du cordon de tempête de l'époque, sont attaqués par l'érosion marine et se retrouvent sur la plage, parfois partiellement recouverts de sable grossier. D'après l'auteur, la cause

en serait une subsidence de la terre affectant le Nord-Ouest du Spitsberg à la vitesse de 0,22 m par siècle au cours des 300 dernières années ; et ceci contrairement aux autres régions du Spitsberg où persisterait la tendance au relèvement.

Il est incontestable que les vieux fours à huile sont attaqués par les vagues. Feyling-Hanssen (1954) qui les a visités autour des îles Amsterdamöya, Dansköya et sur les pourtours du Magdalenefjord, les a tous trouvés en voie de démolition par l'érosion marine, ce qui pourrait être en effet le signe d'une subsidence ; mais il signale toutefois que, même en l'absence de subsidence et vu leur position, l'érosion par les vagues suffirait à les endommager.

Nous avons étudié les vestiges de Smeerenburg (Amsterdamöya) où la première station de préparation de l'huile fut construite en 1617. Nous avons montré (chap. IV et X) que la progression des formes d'accumulation vers l'Ouest, sous l'effet de la dérive, entraînait une migration du "fulcrum" ou point mort dans le même sens et, en conséquence, une attaque des cordons à leur racine. C'est dans cette zone d'attaque qu'ont été construits les fours ; ils se trouvent donc détériorés en l'absence de tout mouvement vertical du littoral.

Si cette méthode ne permet pas de conclure à une subsidence du Nord-Ouest du Spitsberg, elle permet cependant d'affirmer que le mouvement vertical y est nul ou insignifiant puisque les fours n'ont pas été soulevés et ainsi placés à l'abri des vagues.

Et, sur un plan plus général, on peut penser que l'attaque souvent vive de la mer sur les formations meubles subactuelles ne témoigne pas d'un mouvement vertical du littoral, mais peut-être d'un léger changement climatique. Du fait de l'amélioration climatique de la première partie du XXe siècle, la mer fut libre de glaces pendant une saison plus longue, aussi l'efficacité des tempêtes a pu s'en trouver accrue.

2.2 - Méthode de datation par des épaves échouées sur les rivages anciens

Nous regrouperons différents repères, d'une part parce que les auteurs les ont souvent utilisés conjointement, d'autre part parce que le principe méthodologique reste le même : on repère des objets qui se sont vraisemblablement déposés sur un littoral et on évalue leur âge approximatif ; on calcule la hauteur du niveau et on en déduit la vitesse de soulèvement.

2.2.1 - Le bois flotté

Beaucoup d'auteurs anciens avaient observé des débris de bois sur les plages soulevées autour du Svalbard, mais ce n'est qu'en 1957 que Donner et West proposent de les utiliser comme moyen de datation, après avoir découvert en 1955, à Bragueneset (Terre du Nord-Est) du bois flotté très abondant sur une plage soulevée de 9-10 m. Ce bois, transporté par les courants le long de la côte Ouest et Nord, ne doit pas avoir plus de 350 ans (début de la chasse à la baleine) car il porte les marques de l'activité humaine ; ce sont des débris de barriques et de bateau. Les auteurs arrivent donc à la conclusion que le soulèvement récent dans cette région a atteint près de 3 m par siècle, ce qui est étonnamment rapide.

Birkenmajer (1958), dans d'autres conditions et avec un raisonnement différent, aboutit aussi à des vitesses de soulèvement récent considérables. Ayant découvert, autour du Hornsund, du bois flotté à deux niveaux : 4,5 m (sans traces de travail humain) et 9,4 m (avec traces), il pense qu'il s'agit de bois d'origine sibérienne. Or, l'abattage des arbres dans les forêts sibériennes n'est devenu actif qu'une centaine d'années avant les investigations de l'auteur. Il faudrait 4 à 5 ans pour que du bois, issu des rivières sibériennes, traverse le bassin arctique et s'échoue sur les côtes du Svalbard (Charlesworth, 1957, p. 196) ; même avec des délais plus importants

(quelques dizaines d'années selon Olsson et Blake, 1961-1962), on peut estimer que ce bois est très jeune, ce qui suppose une vitesse de soulèvement considérable. Fixer une valeur est délicat, car, sur le niveau le plus bas, le bois représente tout simplement des épaves actuelles poussées par les tempêtes. Néanmoins, Birkenmajer, en utilisant conjointement la méthode de datation par les os de baleine, pense que le niveau supérieur (4 à 5 m) a 200 ans. Ce qui équivaut à une vitesse de soulèvement de plus de 2 m par siècle.

Pourtant Blake (1961), ayant récolté des échantillons de bois en Terre du Nord-Est, sur des niveaux situés entre 2 m et 9,8 m, trouvait par datation au carbone 14 des âges se groupant entre 6 200 et 6 900 B.P.* et donc une vitesse de relèvement minime. La plage ne peut pas être plus ancienne que les bois dispersés à sa surface. Elle peut évidemment être légèrement plus jeune, ceux-ci ayant pu dériver longtemps avant d'être soulevés avec la plage.

De toute façon, l'écart entre les deux types d'évaluations est fantastique et nous verrons, à propos de la méthode des os de baleine, que ni ces bois flottés, ni les ossements ne peuvent être utilisés directement pour déterminer les vitesses de soulèvement.

2.2.2 - Les ossements de baleine

La méthode fut proposée par Birkenmajer en 1958, d'après les résultats de ses investigations dans le Hornsund en 1956-1957. Appliquée à l'ensemble du Svalbard, elle a permis un essai de construction d'isobases**du soulèvement de la terre (Birkenmajer, 1958 et 1960).

Une concentration d'ossements de baleine fut repérée à deux niveaux :

---

* Toutes les datations seront données en années B.P. (Before Present, avant 1950).

** Les isobases sont les courbes qui relient les terrasses de même altitude.

- Au niveau supérieur (6-8 m), le plus ancien, les ossements proviennent de la baleine géante, "Greenland Whale", Balaena Mysticetus L., aujourd'hui disparue. L'auteur pense que ce sont les restes de la grande chasse du XVIIe siècle. Et si ce niveau représente la position de la mer il y a 350 ans, le continent se serait soulevé à la vitesse de 2,3 m par siècle, pendant les 3 derniers siècles.

- Sur le plus bas niveau (5,5 m), les ossements abondants, rassemblés près d'une ancienne station russe, seraient les restes de la chasse du XIXe siècle.

Si on applique les mêmes calculs et le même raisonnement aux découvertes d'autres chercheurs, on obtient une vitesse de soulèvement de 1,4 m par siècle près du St- Jonsfjord (Dineley) et de 2,8 m près du Billefjord (Feyling-Hanssen). La vitesse atteindrait 4 m sur la côte Est du Svalbard. Et Birkenmajer situe le point de soulèvement maximum dans la partie centrale de la mer de Barentz, autour de laquelle s'organise la carte d'isobases (Birkenmajer 1958, p. 548).

Ces fortes vitesses sont en accord avec celles calculées par la méthode des bois flottés.

Même si on tente d'expliquer cette grande vitesse par un accroissement du relèvement isostatique à la suite du retrait récent des glaciers, elle se trouve en contradiction avec le ralentissement général du relèvement constaté dans toutes les régions du monde concernées par ce phénomène. Aussi, bien qu'acceptée par certains comme Kuc (1964 et 1968), la méthode fut vigoureusement combattue par la plupart des auteurs dont Jahn (1959 et 1968) qui affirme que, dans les 50 dernières années, le mouvement de retrait du trait de côte a été négligeable dans la région du Hornsund, la montée eustatique de la mer ayant compensé le relèvement isostatique affaibli.

Deux faits nouveaux sont venus porter un coup fatal à la méthode :

- La découverte d'ossements de baleine à tous les niveaux, et jusqu'à plus de 50 m d'altitude. Nous avons nous-même trouvé un squelette à 26 m.

- La multiplication des datations au carbone 14 qui aboutissent toujours à des âges beaucoup plus anciens.

Les discussions à ce sujet sont closes depuis que Birkenmajer, prélevant des échantillons d'ossements dans cette même région du Hornsund, les a soumis à la datation par le carbone 14 (Birkenmajer et Olsson, 1970) :

- Les ossements les plus vieux, sur le niveau de 8 m, ont 9 000 ans.

- Ceux du niveau de 5,5 m ont 700 ans.

Il est donc évident que, ni les ossements de Balaena Mysticetus, ni les bois flottés ne peuvent être utilisés directement pour déterminer la vitesse du soulèvement isostatique récent.

2.2.3 - Les galets de lave

Cette méthode soulève les mêmes contradictions que les précédentes.

Comme les bois flottés et les ossements de baleine, les fragments de lave des plages soulevées du Svalbard avaient été signalés depuis longtemps par plusieurs auteurs dont Birkenmajer (1958) dresse la liste. L'origine de ces galets de lave ne pouvant être locale, des interprétations variées ont été avancées.

- Ils auraient été entraînés, depuis Jan Mayen, par un branche du Gulf Stream (Horner, 1860).

- Ils auraient été portés par les courants et sans doute les glaces depuis l'Islande (Donner et West, 1957).

Quoiqu'il en soit, on se trouve en présence de chronologies contradictoires, l'une très courte, l'autre très longue.

Donner et West (1957) adoptent la chronologie courte. Ils ont repéré, dans la Terre du Nord-Est, deux niveaux de plage où les galets de lave sont remarquablement abondants : à 13,8 m et à 6,4 m. Comme, pour eux, les fragments de lave proviennent d'Islande, ils font coïncider les niveaux avec deux éruptions; le plus haut niveau correspondrait à une éruption de la fin du XVe siècle et le plus bas à une

éruption du milieu du XVIIIe siècle. 460 ans pour le haut niveau, 210 ans pour le plus bas, la vitesse de relèvement avoisinerait 3 m par siècle.

En opposition avec ces résultats, nous trouvons, comme dans le cas des bois flottés et des os de baleine, la position des auteurs qui attribuent à ces galets un âge très ancien. Blake (1961), en datant au carbone 14 les bois qui se trouvent associés aux galets de lave sur les niveaux, estime que le niveau à lave le plus élevé a 7 000 ans et le plus bas 4 000 ans. Il fait un rapprochement avec les galets de lave trouvés en Norvège et ceux recueillis au Danemark. L'éruption islandaise qui aurait émis ces laves daterait d'environ 4.000 B.P. (Noe-Nygaard, 1951). Les plages à galets de lave de la Terre du Nord-Est dateraient de la période postglaciaire chaude (entre 9 400 et 2.400 B.P.).

Nous constatons donc que la méthode de datation au carbone 14, dont les résultats se multiplient actuellement, a apporté des modifications fondamentales dans l'appréciation de l'âge des niveaux et, par voie de conséquence, dans celle des vitesses de soulèvement. Nous allons voir que cette méthode, pour précise qu'elle soit, ne doit cependant être utilisée qu'avec de grandes précautions.

2.3 - La méthode des datations au carbone 14

La datation par le carbone 14 permet de connaître l'âge absolu des ossements, du bois, des coquilles récoltés sur une plage. On assimile alors l'âge obtenu à celui du littoral soulevé. La correspondance peut être effective, mais elle ne l'est pas toujours et ce n'est qu'en multipliant les datations qu'on peut espérer réduire les erreurs d'interprétation.

Deux sources d'erreurs sont possibles. L'une peut provenir des méthodes d'étude en laboratoire, nous ne la prendrons pas en considération ; l'exposé en a été donné par Olsson et Blake (1961-1962). L'autre est imputable à la méthode des prélèvements et aux incertitudes

concernant les modalités du dépôt. Il est indispensable de connaître ces sources d'erreurs possibles pour apprécier la valeur des résultats.

2.3.1 - Les bois et les ossements

Ce sont de bons repères littoraux car on est sûr qu'ils viennent s'échouer à la côte.

Mais les bois ont pu dériver pendant un certain temps avant de se déposer sur la plage et être ainsi plus vieux que celle-ci. Cependant, l'intervalle de temps est insignifiant eu égard à l'âge du bois et de la plage. Le bois peut donc être considéré comme un indicateur valable (Barr, 1971). Mais nous ne l'avons pas personnellement utilisé car nous ne l'avons trouvé que sur les bas niveaux (par exemple les cordons de 2-3 m) ou sa valeur devient nulle car il peut être poussé par les tempêtes et par la glace, flotter sur les lagunes ou être transporté par l'homme.

Les ossements de baleine sont de bons indicateurs littoraux car il est probable que les baleines mortes se sont échouées sur les plages en pente douce comme cela se passe actuellement (Barr, 1971). Quand on découvre, comme nous l'avons fait, un squelette enfoui dans le matériel de plage et non pas des ossements isolés, il y a toutes les chances pour que le squelette et la plage soient du même âge, surtout si l'on prélève un morceau d'os assez compact pour éviter les contaminations par les racines qui peuvent pénétrer dans l'os spongieux (Barr, 1971). A Gipsvika, l'os que nous avons prélevé sur une plage soulevée de 26 m a été daté de 8.950 ± 200 B.P.* (Gif 1442).

2.3.2 - Les coquilles

Mytilus edulis, Astarte borealis, Mya truncata et Saxicava

---

* Les datations ont été effectuées au Laboratoire des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette, par Madame Delibrias.

arctica sont les espèces les plus fréquentes. Nous n'avons soumis à datation que les échantillons prélevés avec le maximum de précautions car les sources d'erreurs sont nombreuses.

Si les coquilles ne sont pas en position de croissance, elles pourraient être un bon indicateur littoral car la mer a tendance à les entasser sur le rivage ; mais de nombreux facteurs ont pu déranger le dépôt de telle sorte que leur âge et celui de la plage ne coïncident pas nécessairement. Les vagues et les courants ont pu les transporter loin et longtemps. Après leur dépôt sur la plage actuellement soulevée, les processus périglaciaires de gel et de dégel ou les eaux de ruissellement ont pu les déplacer. Elles ont pu être intégrées dans une moraine de poussée lors d'une avancée glaciaire puis redistribuées ultérieurement sur une plage par lessivage de la moraine (exemple : Coraholmen). C'est souvent le cas pour les coquilles les plus anciennes qu'on ait pu dater. Blake (1961) cite l'exemple typique des coquilles recueillies dans la région de Ladyfranklinfjord (Terre du Nord-Est) âgées de 35 à 40 000 ans, à des altitudes de 44 à 77 m, c'est-à-dire à peine au-dessus d'un niveau montant jusqu'à 44 m et daté par des coquilles de 9 000 à 10 000 ans. Les coquilles ainsi remaniées par les moraines peuvent être infiniment plus vieilles que le niveau sur lequel elles se trouvent.

C'est ce qui s'est certainement passé pour les coquilles que nous avons recueillies à Tönsneset (altitude 35 m) et qui ont été datées d'environ 40 000 ans (Gif 1260), ce qui paraîtrait absurde si la proximité du glacier du Blomstrand n'expliquait les remaniements dus aux avancées de moraines.

W. Barr (1971, p. 255) a construit deux courbes d'émersion post-glaciaire pour le même secteur, l'une d'après les datations de coquilles, l'autre d'après un matériel qu'il estime plus digne de confiance, bois flotté et os de baleine. La deuxième est tracée systématiquement au-dessus de la première, c'est-à-dire qu'à altitude équivalente, les coquilles ont toujours reçu une date plus ancienne que les autres repères.

Cependant des cas peuvent se présenter où les coquilles d'une plage soulevée sont plus récentes que le niveau qu'elles datent. C'est ainsi qu'il faut éviter de récolter l'échantillon à la surface d'une plage car des coquilles actuelles peuvent se mêler au lot et rajeunir ainsi l'ensemble. En effet, nous avons souvent observé des oiseaux qui s'installent à quelque distance de la côte pour décortiquer les mollusques qu'ils viennent de pêcher, abandonnant là les coquilles.

Si les coquilles sont en position de croissance, c'est-à-dire si les deux valves sont réunies et reposent dans le sable ou la vase qui leur a servi de biotope, toutes les sources d'erreur que nous venons de signaler sont éliminées. Chaque fois que ce fut possible, nous avons préféré faire nos prélèvements dans une coupe laissant apparaître les coquilles dans leur position de croissance (à Sarsöyra, à Erdmannflya...). Mais une difficulté majeure se dresse pour laquelle nous ne voyons pas de solution. Comment savoir à quelle profondeur vivaient les coquillages ? En principe Mytilus edulis est un mollusque de zone littorale ou peu profonde mais il peut aussi vivre plus profondément. Et nous avons vu (chapitre XIII) que tous les mollusques envisagés avaient de grandes tolérances quant à la profondeur. Les mollusques ne sont donc pas, de ce fait, d'excellents indicateurs de niveaux littoraux et, dans certains cas, les coquilles peuvent être beaucoup plus vieilles que le niveau de plage sur lequel elles se trouvent.

Nous en avons eu une preuve éclatante dans l'ancienneté étonnante du dépôt de Sarsöyra, où les Mya truncata que nous avons collectées en position de croissance, à une altitude d'à peine 3 m, ont été datées de 9 600 ± 220 B.P., alors qu'à Erdmanflya un dépôt de même type était daté de 9 700 ± 230 à 19 m d'altitude. Si on imagine que les Mya de Sarsöyra n'ont pas vécu en position littorale, mais par 16 m de fond, l'anomalie disparaît.

Il est donc vraisemblable que l'âge absolu de la plage soulevée est plus récent que celui des coquilles recueillies au même niveau, si celles-ci l'ont été en position de croissance. Il est possible

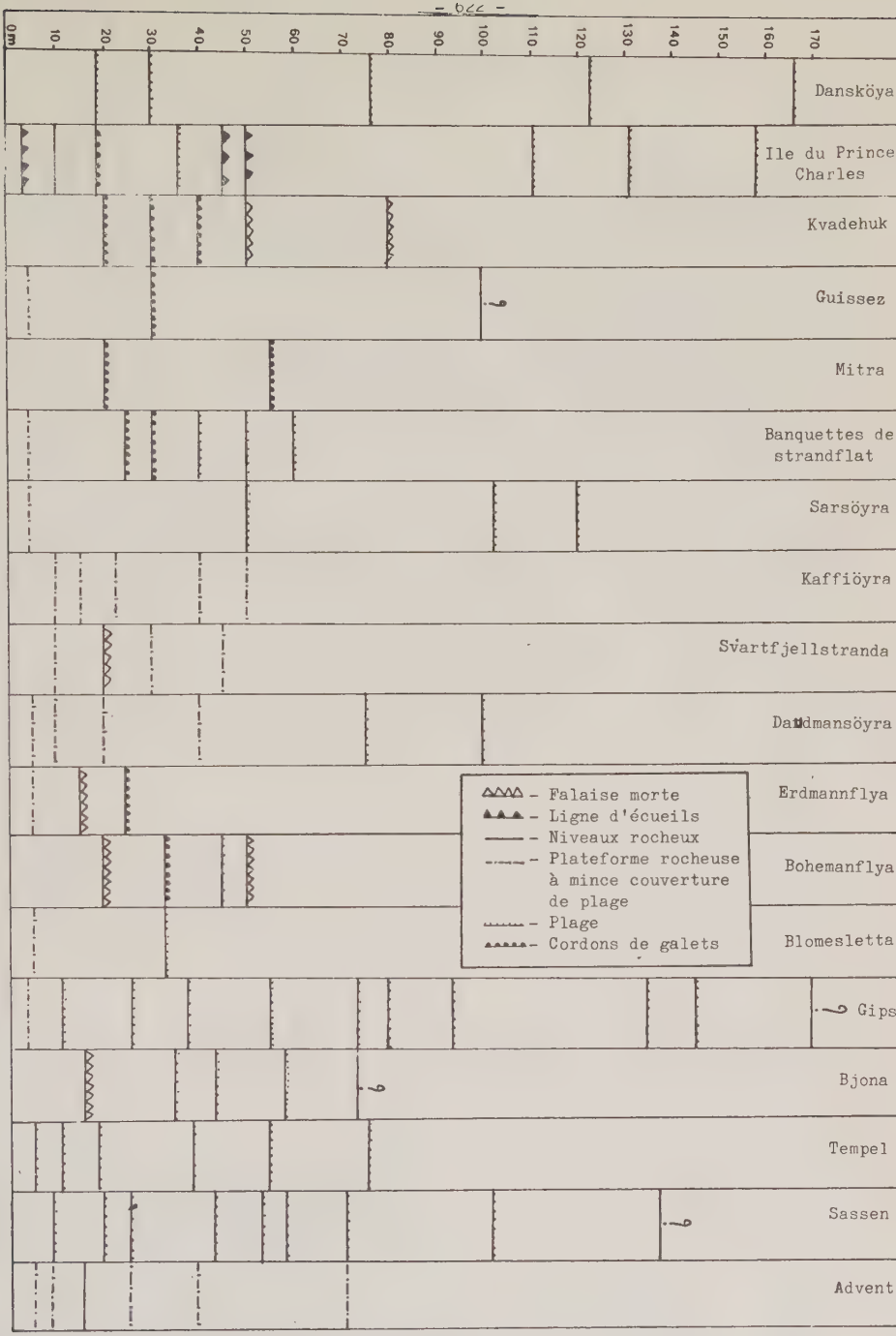


Fig. 14-1 - Principaux niveaux de formes littorales soulevées.

que, dans certains cas, la différence d'âge soit faible, quand les coquillages ont vécu en eau peu profonde et ont émergé peu de temps après leur dépôt. Mais nous venons de voir que dans d'autres cas, la différence pouvait être importante.

En conséquence, puisqu'il est impossible de préciser la profondeur à laquelle ont vécu les mollusques utilisés comme indicateurs, l'utilisation de la méthode de datation par le carbone 14 devient très compliquée et les comparaisons d'âge des différents niveaux sont assez aléatoires.

Il faudrait pouvoir comparer, comme l'a fait Barr (1971), les datations obtenues d'après plusieurs indicateurs (bois flottés, ossements, coquilles et tourbes), mais nous n'avons jamais eu une telle pléthore de repères.

D'après Birkenmajer et Olsson (1970), à la "Winter Conference of Nordic Geologists in Copenhagen (Jan. 1970)", Feyling-Hanssen a posé le problème du sédiment associé à Saxicava et Mya. Le biotope est un sable vaseux. Si les coquilles se trouvent dans un dépôt de sable et de graviers, c'est qu'elles ont subi un remaniement. Les sables et graviers sont les faciès les plus fréquents des plages soulevées. Ce sont des faciès littoraux mais les coquilles qu'on y recueille ont été remaniées et leur âge ne correspond pas nécessairement à celui de la plage.

3 - L'ALTITUDE ET L'AGE DES PRINCIPAUX NIVEAUX MARINS

3.1 - L'échelle chronologique adoptée

Presque toutes les plages soulevées étudiées ont une altitude inférieure à une centaine de mètres. Les niveaux d'altitude supérieure sont rares et dispersés. Dans la tranche de 0 à 100 m, on remarque une concentration entre 0 et 40 m (fig. 14-1). Nous verrons qu'elle n'est pas due au hasard des découvertes mais qu'elle représente la période la plus intéressante pour le Spitsberg.

Tableau 14-1

Stratigraphie comparée

Années B.P.	Svalbard	Scandinavie	Chronologie générale d'après Deewey et Flint (1957)	
	Subrécent	Subatlantique		
2 000				
2 400				
		Sub-boréal		POST
4.000				
5 000	Post-glaciaire chaud		Hypsi-thermal interval	
6 000		Atlantique		GLACIAL
8 000				
8 500				
		Boréal		
9 400				
10 000	Postglaciaire tempéré	Préboréal		
10 300				
		Dryas récent		
10 800	Tardiglaciaire froid			
		Alleröd		
12.000				
12 250				Late Glacial
14.000				

Nous avons tenté d'établir une chronologie des plages soulevées. Plusieurs niveaux étaient fossilifères et certains ont été datés soit par nous, soit par Feyling-Hanssen et Olsson dans des secteurs voisins. A titre de comparaison, nous avons utilisé les datations effectuées dans les régions plus lointaines, Terre du Nord Est et Hornsund. Malgré les risques d'erreurs que comporte toute corrélation (voir paragraphes 1 et 2), nous avons rapproché des niveaux fossilifères datés, les formes littorales sans fossiles, situées à la même altitude mais parfois dans des secteurs différents. Nous pensons que, si l'on s'en tient aux grandes lignes, cette interprétation n'est pas trop hasardeuse.

Les datations prouveront que, à quelques exceptions près, toutes les plages sont postglaciaires, c'est-à-dire postérieures à 12 000 B.P.

Nous avons adopté la chronologie établie par Feyling-Hanssen (1955 et 1959-1960) qui correspond le mieux à notre sujet (tableau 14-1).

3.2 - Le regroupement de nombreuses plages soulevées pendant la période postglaciaire chaude (tableau 14-2 et fig. 14-2).

Sur un plan général, l'étude des niveaux de la période subrécente ne présente pas un très grand intérêt car les conditions locales variables entraînent de trop nombreuses perturbations. C'est au niveau supérieur, avec la première crête de cordon fossile et surtout avec la première plateforme soulevée, que l'on peut commencer à dater les niveaux.

3.2.1 - L'horizon à Mytilus, autour de 3-5 mètres

Les altitudes 3 à 5 m sont celles de la première crête de cordon fossile. Partout où la côte est bordée d'une levée de galets actuelle, un cordon fossile se dresse en arrière. Celui-ci est souvent le premier de toute une série de cordons de plus en plus élevés et de

Tableau 14-2

Tableau stratigraphique des différents niveaux

Années B.P.	Périodes	Niveaux	Evènements	Altitudes
				0 m
	Subrécent	Niveaux les plus bas		
2 000				
2 400				3 m
		Horizons à Mytilus		
4 000				6 m
	Post glaciaire chaud	Bas niveaux à Astarte	Développement du strandflat	
6 000				17 m
		Hauts niveaux à Astarte		
8 000				
9 400				40 m
10 000	Postglaciaire tempéré	Plages à Mya	Replats de versants	
10 300				60 m
	Tardiglaciaire froid	rares Mya et Saxicava dispersés	quelques terrasses	
12 000				100 m
	Glaciaire Würm			
	Interglaciaire		Plage soulevée	234 m

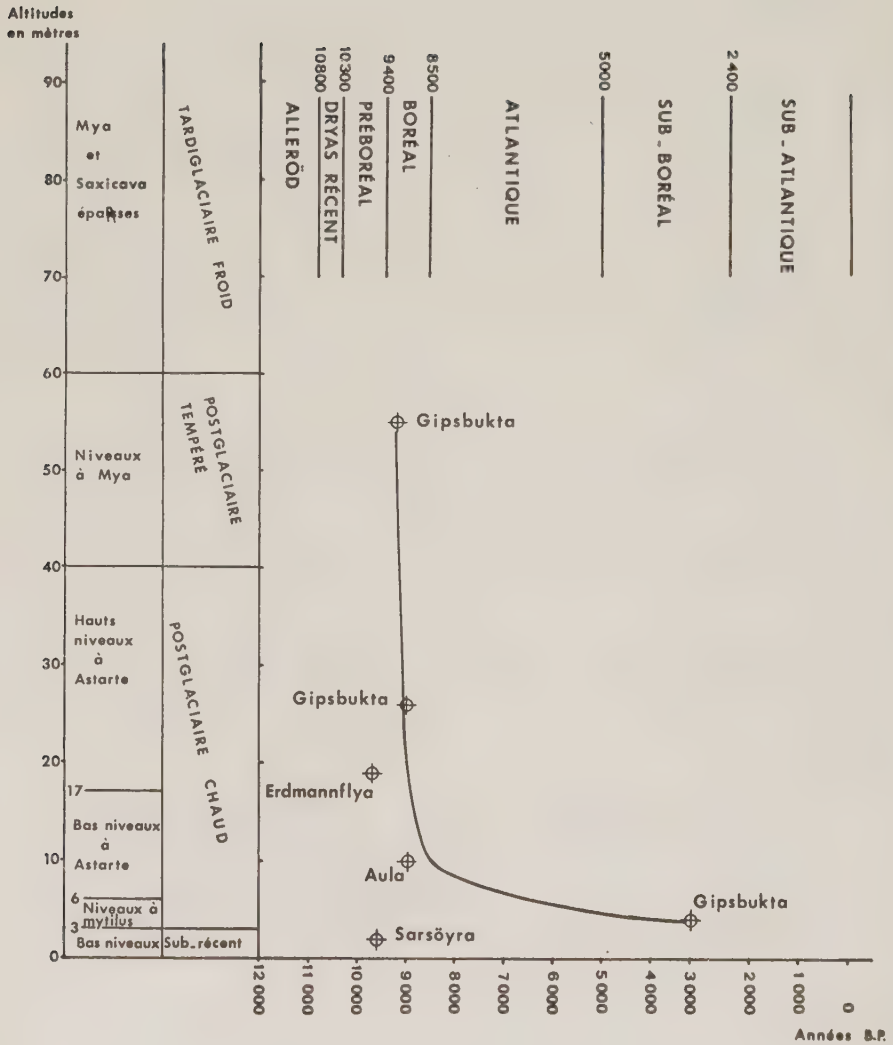


Fig. 14-2 - Courbe d'émersion, d'après nos datations d'échantillons.

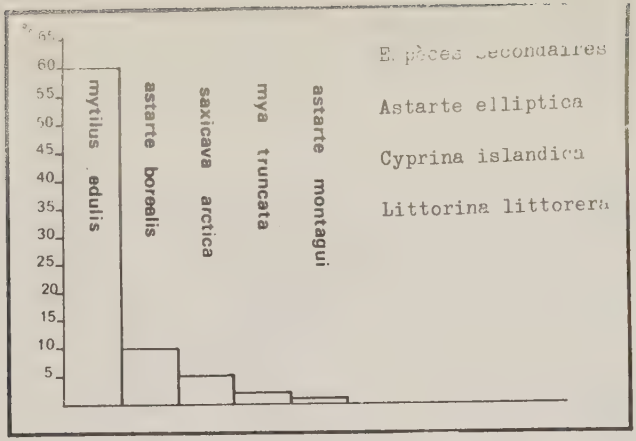
plus en plus anciens (Bjonapynten). Les grands cordons qui bordent les caps (Kvadehuk, Mitra...) sont également dédoublés. La crête fossile se retrouve aussi dans les zones abritées des fjords, bien que les caractères marins y soient quelque peu atrophiés. Les cordons qui bordent sandur et deltas de la rive Sud du Kongsfjord (secteur interne) et ceux des deltas du Tempelfjord (cap Murdoch, cap Schoultz...) sont aussi dédoublés.

3 mètres représentent également l'altitude de la basse falaise vive qui entaille les anciens sandur (Sarsöyra, Blomesletta sur la face du Dicksonfjord...).

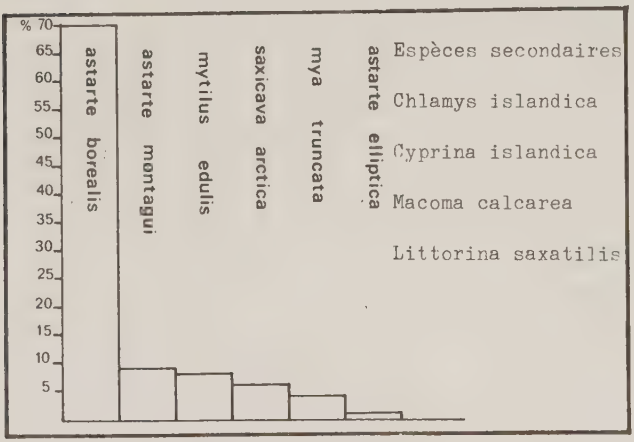
C'est enfin l'altitude de très nombreuses plateformes à soubassement rocheux et couverture de matériel de plage (Daudmannsöyra, Erdmanflya, Gipsvika, les secteurs au débouché de la vallée Sassen...). C'est sur ces basses plateformes que Mytilus edulis se trouve avec une abondance telle que Feyling-Hanssen (1955) a pu parler d'un "horizon à Mytilus edulis" à 3-6 m d'altitude moyenne. A ce niveau, l'importance en pourcentage des Mytilus les distingue nettement des autres fossiles avec lesquels ils sont associés. D'après de nombreux comptages, Feyling-Hanssen (1955) a établi la moyenne de 57,3 % dans les régions du Sassenfjord et de l'Isfjord intérieur. Certains pourcentages peuvent être très supérieurs à la moyenne : 82,4 % sur la terrasse de Gipsvika (fig. 14-3).

Au-dessus, Mytilus a été découvert à différents niveaux, le plus souvent en association avec Astarte borealis. Feyling-Hanssen le signale à 20,5-26,5 m, à 30,5 m, à 38,5 m, à 45 m. On en a repéré à des niveaux encore plus élevés : à 55 m (Wahlenbergfjord, expédition d'Oxford 1923, rapporté par Kulling, 1936) ; à 70 m (Dicksonfjord), découvert par Hoel, 1911 et rapporté par Frebold, 1935).

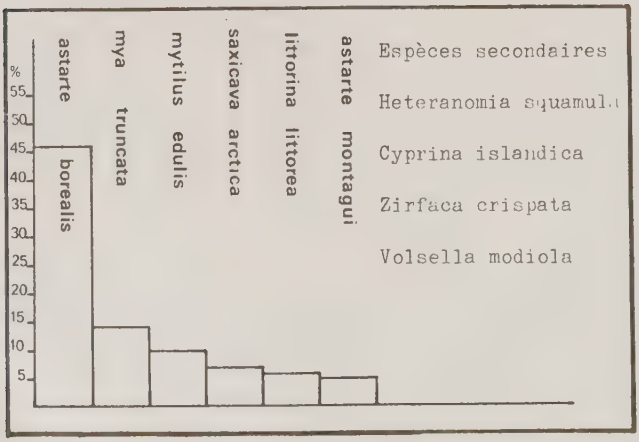
Il vaut donc mieux éviter de parler d'une "période à Mytilus", comme l'ont fait certains auteurs (Högbom, 1911), puisqu'elle embrasserait pratiquement tout le Postglaciaire ; mais on utilisera l'expression "horizon à Mytilus", comme l'a fait Feyling-Hanssen pour désigner le niveau où Mytilus est nettement prédominant.



Niveau à mytilus



Bas niveau à Astarte



Haut niveau à Astarte

Fig. 14-3 - Répartition en pourcentages des fossiles de quelques plages soulevées d'après Feyling-Hanssen (1955).

L'horizon à Mytilus est actuellement bien daté au C 14, vers 3 000 - 4 000 B.P.

4 m	. Gipsvika Terrasse très nette à Mytilus très abondants	. 3 230 ± 120	. Gif - 1256
5,8 m	. Mytilus bekken Billefjord	. 3 810 ± 90	. Feyling Hanssen et Olsson, 1959-1960.
3 m	. Kapp Wijk Dicksonfjord	. 4 250 ± 210	. Olsson et Piyanuj (1965) échantillons Feyling Hanssen, 1955.

Si l'espèce est vraiment littorale et caractéristique d'un niveau moyen de 4 m, on aurait une vitesse de relèvement de 4 m pour les 4 000 dernières années, soit (sans corrections) une moyenne de 0,10 m par siècle.

Actuellement, il n'existe aucun Mytilus vivant sur les côtes du Svalbard (tableaux 14-1 et 14-2). Comme on considère que Mytilus est un indicateur de faune tiède, la période subrécente aurait connu une détérioration du climat* avec des conditions inadéquates à assurer la survie de Mytilus qui vit actuellement à des latitudes plus méridionales (Norvège). L'aggravation du climat s'est traduite par un changement brusque de faune : Astarte borealis et Saxicava arctica sont communs dans les dépôts actuels.

Le problème posé par l'horizon à Mytilus se présentera à peu près dans les mêmes termes pour chaque espèce. En effet, on ne peut pas définir un niveau par un seul type de fossiles mais on peut le caractériser par une association dans laquelle se dégage un plus fort

---

* Il a souvent été question d'une amélioration récente du climat, mais elle ne concerne que la première partie du XXe siècle. Depuis 1961, il semble qu'on assiste à une nouvelle détérioration.

pourcentage de telle ou telle espèce. Comme il est nécessaire de récolter un grand nombre d'individus pour établir une statistique, le travail est très long et souvent irréalisable en raison de la pauvreté du site fossilifère. Nous n'avons pas pu réaliser d'étude systématique dans ce sens. Nous avons donc pris pour base l'étude fondamentale de Feyling-Hanssen (1950 et 1955) dans la région du Sassenfjord, en complétant pour les autres régions par des observations plus fragmentaires : les nôtres et celles d'auteurs comme Peach (Ile du Prince Charles), Klimazewski (Sarsöyra, Kaffiöyra), Dineley (Svartfjellstranda). Certaines correspondances peuvent ainsi être établies, mais elles restent critiquables dans la mesure où des conditions locales variables influent sur la nature et le mode du dépôt. Par exemple, pour expliquer l'abondance des Mya dans les dépôts soulevés de St-Jonsfjord et leur rareté sur le strandflat externe, Dineley (1954) suggère que les eaux calmes et troubles du fjord représentent un environnement plus favorable à la croissance des Mya que les eaux plus claires et plus agitées du Forlandsund. Nous avons nous-même remarqué que Mytilus semblait remplacé par Mya truncata sur les banquettes des fjords. Il est vraisemblable que la raison est uniquement d'ordre biologique, Mytilus edulis se développant mieux dans les secteurs battus.

3.2.2 - Les bas niveaux à Astarte, autour de 8-10 m

Les niveaux d'une dizaine de mètres d'altitude sont fréquents. Ce sont des terrasses rocheuses à couverture de plage. Nous les avons décrits à Kaffiöyra, Svartfjellstranda, Daudmannsöyra, Blomesletta, secteurs de la Sassen, de Revneset et d'Hotellneset (Adventfjord), Gipsvika, Cap Schoultz, Cap Murdoch, Sveltidel, Vindodden ; citons aussi la plateforme d'Aberdeenflya dans l'Ile du Prince Charles, etc...

On peut rapprocher de ce niveau la plage d'environ 8 m décrite par Peach(1916) sous le nom de "25 foot beach" à l'Ile du Prince Charles - niveau qu'il considère comme largement représenté sur la côte Occidentale du Spitsberg. Les Mytilus edulis sont souvent présents.

Klimazewski (1960) les signale à Kaffiöyra, à 8-10 m, et considère que le niveau à Mytilus correspond à cette altitude. Dineley (1953) étale le niveau à Mytilus depuis l'actuel jusqu'à 12 m.

Il est possible que des conditions géographiques différentes (milieu plus battu, zone plus ouverte à l'influence de la haute mer) expliquent une certaine différence avec l'Isfjord. Cependant, on peut sans doute admettre avec Feyling-Hanssen, qui a fait les recherches les plus poussées en ce domaine, que, malgré la présence de Mytilus edulis, c'est Astarte borealis qui caractérise le mieux ce niveau.

Sur ce "bas niveau à Astarte", le pourcentage moyen d'Astarte par rapport aux autres fossiles atteint 70 % dans les régions de l'Isfjord. Cette moyenne recouvre des extrêmes impressionnants : 93,5 % sur la terrasse de 5,3 m du Cap Belvédère. Mais les valeurs seraient certainement plus faibles que la moyenne sur les côtes externes du Spitsberg (fig. 14-3).

Les datations permettent de placer ce niveau dans la période postglaciaire chaude, autour de 5 000 B.P.. Pour notre terrain d'étude, il y a une seule datation sur Astarte, les autres ont été effectuées sur différents indicateurs recueillis à ce niveau.

9,7 m	. Anservika (Astarte)	. 4 500 ± 90 5 210 ± 90	. Datation refaite et deuxième nombre retenu par Olsson et Kilicci, 1964, sur un échantillon Feyling-Hanssen, 1950.
7,5 m	. Cap Linné (Mytilus)	. 6 630 ± 170	. Olsson et Piyanuj, 1965, sur un échantillon Feyling-Hanssen, 1955.
10 m	. Daudmannsöyra (Mytilus)	. 8 850 ± 200	. Gif - 1257
10 m	. Gipshuken (os de baleine)	. 4 400 ± 330	. Olsson et Piyanuj, 1965, sur un échantillon Feyling-Hanssen, 1955.

L'âge relativement plus récent de l'ossement confirme ce que nous avons dit au paragraphe 2 : à altitude égale, les coquilles sont plus anciennes car, à l'origine, elles ont pu vivre à une certaine profondeur sous le niveau de la mer. C'est cette profondeur variable qui explique sans doute que l'échantillon que nous avons fait dater soit plus vieux que les autres.

Blake (1961) a également effectué de nombreuses datations au niveau 8-10 m, en Terre du Nord-Est (fig. 14-10).

3.2.3 - Les hauts niveaux à Astarte, de 17 à 40 m

Nous groupons en fait dans cet ensemble plusieurs niveaux étagés dont le plus fréquent et le plus remarquable est la terrasse inclinée à couverture de plage (altitude moyenne 20 m). Elle a été décrite dans la région de la Sassen, à Bohemanflya, à Erdmannflya, à Daudmannsöyra, à Svartfjellstranda, à Kaffiöyra, à Sarsöyra. On peut la rapprocher de la "Saxicava Beach" de Peach, qui signale d'ailleurs que Saxicava y est associé à d'autres fossiles et en particulier à Astarte. Dans les régions de l'Isfjord, Feyling-Hanssen appelle ces niveaux hautes terrasses à Astarte. En effet, il a constaté qu'Astarte, qui était prédominant vers 7 m, se raréfie au-dessus puis redevient nettement prédominant à partir de 14 m pour atteindre 80 % (Cap Belvédère) et même 97,5 % (Vindodden) du total des fossiles récoltés à une vingtaine de mètres. Feyling-Hanssen (1955) a établi une statistique et, sur 27 espèces dénombrées, Astarte représentait 50 % (fig. 14-3).

Il est possible que ce type de prédominance ne soit pas aussi net dans tous les secteurs. Dineley (1953) n'a pas distingué à Svartfjellstranda deux niveaux à Astarte ; pour lui, c'est une association Astarte-Mya-Saxicava qui caractérise la plateforme qui monte de 10 à 21 m.

Les datations au C 14 placent ces niveaux dans le Postglaciaire chaud entre 7 500 et 9 000 B.P. environ.

17 m	. Ekholmvika (Billefjord) (Astarte)	. 7 595 ± 110	. Feyling-Hanssen et Olsson (1959-1960).
18 m	. Adolfbukta (Billefjord) (Astarte)	. 7 360 ± 110	. Olsson et Piyanuj (1965).
30,1 m	. Adolfbukta (Billefjord) (Astarte)	. 9 110 ± 130	. Olsson et Piyanuj (1965).
26 m	. Gipsbuka (os de baleine)	. 8 950 ± 200	. Gif - 1442.
19 m	. Erdmannflya (Mya)	. 9 700 ± 230	. Gif - 1258

A noter que ce dernier échantillon est anormalement vieux pour son altitude. Il illustre encore une fois le fait que les Mya, récoltées en position de croissance, ne devaient pas vivre en milieu strictement littoral. Si on suppose qu'elles vivaient en position infralittorale, à une dizaine de mètres de profondeur, l'anomalie disparaît.

3.3 - Les plages à Mya de la période postglaciaire tempérée, de 40 à 60 m

Quand les plages de ces niveaux sont fossilifères, elles se caractérisent par la prédominance des Mya truncata par rapport aux autres fossiles. En fait Mya truncata peut se rencontrer à tous les niveaux, mais au-dessus de 40 m les autres fossiles deviennent très rares ou disparaissent et Mya domine ou est associé à part égale à Saxicava arctica. Par exemple, à Gipsvika (45 m), Saxicava (42,5 %) et Mya (41,7 %) sont à peu près à égalité.

Au-dessus de 60 m, on peut encore trouver Mya et Saxicava (jusqu'à 84,5 m dans le Billefjord d'après Feyling-Hanssen) ; mais ces coquillages sont alors très rares.

Pour les plages à Mya de la région de l'Isfjord, Feyling-Hanssen et Olsson (1959-1960) obtiennent les datations suivantes :

56 m	. Teltfjellbekken	. 9 840 ± 150
50,7 m	. Nord de Phantomvika	. 9 980 ± 140
42 m	. Mya dalen	. 9 310 ± 200

Cependant, les terrasses à Mya, définies dans la région de l'Isfjord, se raccordent mal avec les observations faites en d'autres secteurs :

A Svartfjellstranda, Dineley définit un niveau à Saxicava-Mya entre 20 et 30 m.

A l'Ile du Prince Charles, la "Saxicava Beach" de Peach concerne le niveau 19-24 m.

Elles sont donc plus basses que celles de l'Isfjord. Dans le Hornsund, il semble que l'on ait un cas extrême : la terrasse à Saxicava-Mya n'atteint que 7,5 - 8,8 m (Birkenmajer, 1958).

Nous n'avons pas trouvé de coquilles sur des niveaux situés entre 40 et 60 m. Les Mya que nous avons récoltées étaient en position de croissance, toujours à des niveaux inférieurs. Nous en avons fait dater deux :

19 m	. Erdmonflya	. 9 700 ± 230	. Gif - 1258
2-3 m	. Sarsöyra	. 9 600 ± 220	. Gif - 894

Et nous avons obtenu des âges équivalents malgré la différence d'altitude, ce qui prouve que le facteur essentiel est la profondeur du biotope que, malheureusement, nous ne pouvons pas connaître.

Corbel (1966, p. 311) avance aussi des âges d'un peu plus de 9 000 ans pour les terrasses de la Base Française (Sud du Kongsfjord).

11 m	9 260 ± 350	(Gif)
13 m	9.350 ± 350	(Gif)
20 m	9 650 ± 350	(Gif)

Nous avons fait faire une datation sur des Mya associées à d'autres coquilles :

55 m . Gipsbukta . 9 200 ± 200 . Gif - 1443

Par conséquent, quelles que soient les altitudes du gisement, les Mya ont toujours entre 9 200 et 10 000 ans, c'est-à-dire qu'elles appartiennent à la période postglaciaire tempérée.

Le manque de concordance entre l'âge des fossiles et l'étagement des niveaux, dans ce cas, est très net.

3.4 - Le problème des niveaux supérieurs

3.4.1 - Période tardiglaciaire froide ou périodes interglaciaires ?

Au-dessus de 60 m, les fossiles sont si rares qu'à notre connaissance, aucune datation n'a pu être réalisée. Il est assez normal que les fossiles soient exceptionnels à ces niveaux élevés, donc anciens, et qui ont pu être érodés, bouleversés par la solifluxion, par le développement de sols polygonaux, etc... Les fossiles ont aussi pu être dissous. Cependant, cette extrême rareté peut également être le signe de conditions climatiques plus sévères qu'aux périodes postérieures. Cependant, cette rudesse ne signifie pas nécessairement que l'extension des glaciers a été considérable (voir le paragraphe 4). La période tardiglaciaire est froide mais non glaciaire. De 10 300 à 12 000 B.P., elle couvre le Dryas Récent et l'Alleröd (Tableau 14-1) ; antérieurement, c'est le Glaciaire.

Peut-on rattacher à la période tardiglaciaire tous les hauts niveaux ?

Si on extrapole la courbe d'émersion (fig. 14-2), on peut logiquement trouver place dans le tardiglaciaire pour les niveaux suivants : de 76 à 122 m (Dansköya), 111 m, 131 m (Ile du Prince Charles), 90 m, 106 m et 121 m (14 Juillet), 102 m et 120 m (Sarsöyra), 80 et 94 m (Gipsvika), 103 m (Sassen)...

Carte bathymétrique du Nord.Ouest du Spitsberg montrant les moraines frontales sous-marines
d'après Liestöl , 1972

⊛ 234 Plage soulevée - niveau interglaciaire

—·—·— Anciennes moraines frontales

Fig. 14.4

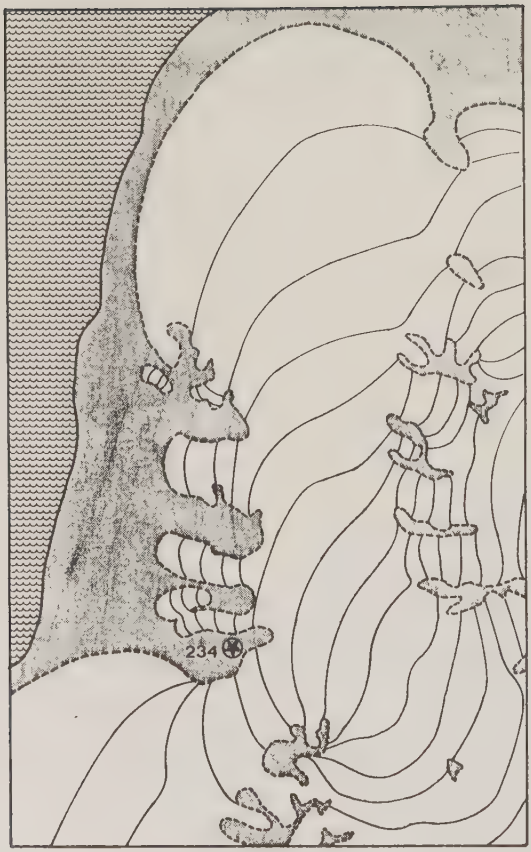
Il est déjà problématique de dater de moins de 12 000 ans les niveaux : 166 m (Dansköya), 158 m (Ile du Prince Charles), 145 à 167 m (Gipsvika).

Et il devient absolument impossible, même en considérant que la vitesse de surrection au début des temps postglaciaires est très forte, de placer dans la période tardiglaciaire notre niveau le plus élevé : 234 m (Dansköya).

Nous sommes amenée à l'hypothèse que ce niveau est interglaciaire, ce qui suppose que les périodes glaciaires, ou tout au moins la dernière, n'ont pas forcément enfoui le Spitsberg sous d'énormes inlandsis, mais que des hauteurs pouvaient émerger de la glace sous forme de nunataks. Evidemment, si la limite de la glace laisse émerger une hauteur de 234 m, cela suppose que l'englacement n'était pas total pendant le dernier épisode glaciaire et que la zone côtière restait partiellement déglacée. Mais comment expliquer d'une autre façon qu'une plage, non perturbée par la glace, se soit conservée à un tel niveau ?

Un article récent de Liestöl (1972) est venu étayer notre hypothèse. Il exploite la nouvelle carte bathymétrique détaillée de la côte Nord-Ouest du Spitsberg. Le relief du fond ne peut s'expliquer que par la présence de moraines frontales sous-marines. Ce sont des hauts fonds (- 20 m) semi-circulaires qui limitent en aval les chenaux profonds (- 110 m) des fjords (fig. 14-4), Smeerenburgfjord et Magdalenefjord. Du glacier qui s'écoulait dans le Smeerenburgfjord partaient des langues diffluentes par le Danskegattet, entre Amsterdamöya et Dansköya, et aussi par le Kobbefjord. On devine leurs moraines frontales, aujourd'hui sous-marines. Compte tenu de leur importance, les accumulations morainiques peuvent correspondre à l'extension maximale de la glaciation Würmienne.

Il est du plus grand intérêt de constater qu'une phase de recouvrement maximal peut se produire sous la forme de langues glaciaires canalisées avec moraines frontales et non sous l'aspect d'un inlandsis généralisé.



Reconstitution des conditions glaciaires au moment où les vieilles moraines se déposèrent

(Liestöl 1972)

Fig. 14.5

Ainsi s'explique fort bien la conservation d'une plage d'âge interglaciaire, entre la langue du Kobbefjord et celle du Magdalenefjord (Fig. 14-5).

Ce niveau 234 m n'est pas un cas unique. Déjà Werenskiold (1922) avait signalé un rivage à 340 m. Kulling et Ahlmann (1936) le citent à nouveau, mais toujours sans précisions. Nous le considérons donc comme douteux.

Mais il en est d'autres sans doute plus sûrs :

- à 275 m, dans la région du Hornsund, une plage à graviers (Jahn, 1968)

- à 210 m, au sommet d'une colline de la Terre du Nord-Est, Thompson (1953) signale avoir vu des galets mais il n'en donne aucune description claire.

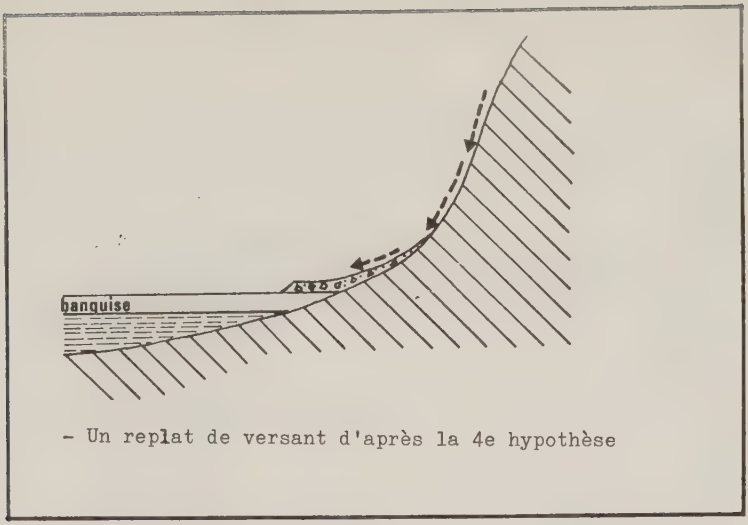
Il est possible que ces niveaux soient interglaciaires comme celui de Dansköya.

3.4.2 - Le problème des "replats de versants"

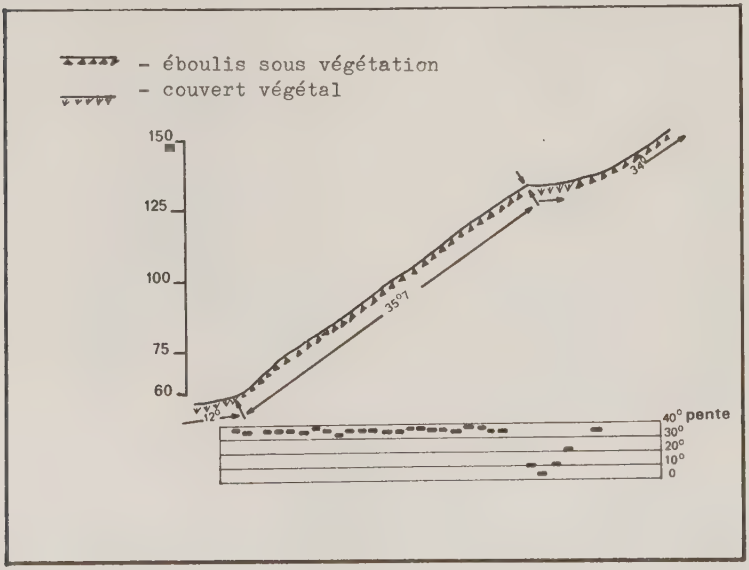
Les replats, qui interrompent les versants ou les cônes d'éboulis à une altitude de 50-60 m, sont un phénomène extrêmement répandu au pied des montagnes escarpées qui bordent le strandflat ; déjà Nansen (1922) les avait remarqués.

Nous les interpréterons comme les vestiges d'un stationnement marin prolongé qui semble marquer une coupure entre le Postglaciaire tempéré et chaud, période du grand développement du strandflat et la période tardiglaciaire froide qui n'a laissé que d'étroits replats marins échelonnés à flanc de montagne.

Dans l'étude régionale, nous avons décrit ces replats au Nord, au Sud et à l'Ouest de l'Ile du Prince Charles, au flanc des montagnes qui bordent Sarsöyra, au Sud-Ouest de la péninsule de Brögger, à l'Ouest du Cap Mitra, etc... (voir les croquis morphologiques). Ils se développent dans les situations et dans les roches les plus diverses. Leur forme et leur ampleur varient : ils épousent la forme en arc de cercle du cône d'éboulis, ou bien plusieurs entrent en coalescence,



- Un replat de versant d'après la 4e hypothèse



Profil d'un replat de versant sur un cône d'éboulis de Bjonahamna et diagramme des pentes, d'après Rapp (1960).

Fig. 14-6 - Les replats de versants.

dessinant ainsi, vus de loin, une sorte de terrasse (les auteurs de langue anglaise les appellent "talus terraces" - Rapp, 1960 ; Liestöl, 1969). Certains sont affectés d'une contrepente entre leur rebord externe et le versant de la montagne et prennent ainsi la forme de bourrelets (fig. 14-6).

Cependant, ils ont toujours deux caractères communs :

- Un aplanissement remarquable dans les grandes lignes mais pas dans le détail, à 50-60 m.

- Une granulométrie très hétérogène et grossière : blocs anguleux de toutes tailles.

Pour expliquer leur origine, plusieurs hypothèses peuvent être envisagées :

1ère hypothèse : Des restes de moraines latérales

Ils pourraient l'être dans certains cas. Par exemple, le grand complexe glaciaire qui s'est écoulé vers le Nord dans le Forlandsund aurait pu déposer de telles moraines sur le versant Sud-Ouest du Brögger. Rapp (1960), qui a étudié les hautes terrasses qui accidentent les cônes d'éboulis à Bjonahamna, conclut qu'elles pourraient être les restes de moraines latérales d'un grand glacier de fjord. Mais on peut citer de nombreux cas où la configuration des lieux ne permet pas d'imaginer le passage d'anciens grands glaciers : la face Ouest de l'Ile du Prince Charles, celle du Cap Mitra, etc...

D'autre part, ces replats devraient avoir la pente correspondant à celle du glacier hypothétique, or il n'en est rien et l'altitude constante des replats exclut l'hypothèse qu'ils correspondraient à des moraines. D'ailleurs Liestöl (1962), dans les exemples qu'il a étudiés, a toujours trouvé dans les replats les mêmes roches que sur les versants correspondants, alors que dans une moraine les roches sont variées.

2ème hypothèse : Des moraines nivales ou moraines de névé

Quand des névés prennent place dans les niches à flanc de montagne, les blocs qui se détachent des parois rocheuses dominant le

névé peuvent glisser sur la surface lisse de celui-ci et venir s'accumuler en bourrelet autour de son extrémité aval (Tricart et Cailleux, 1962, p. 226). Ces moraines forment un bourrelet topographique allongé parallèlement au versant. Elles sont généralement dissymétriques avec un flanc en pente douce contre le névé et un versant raide vers l'extérieur. La même forme peut s'observer, en l'absence de véritables névés, sur des neiges saisonnières dont la surface a été durcie,"tôlée" par le gel (Boyé, 1952). Les blocs sont de toutes dimensions mais la matière fine manque ou est peu abondante. Cette description convient bien à certains cas, par exemple aux replats du pied de Stuptallet (Brögger), mais pas à tous, car la dépression entre le bourrelet et le flanc de la montagne n'est pas systématiquement présente. D'autre part, cette deuxième hypothèse n'explique pas non plus l'altitude constante.

3ème hypothèse : Une construction par les avalanches

Le matériel, préparé par la gélifraction et entraîné par les avalanches, vient recouvrir les congères du pied de la montagne. La neige ainsi protégée de la fonte estivale se transforme en glace. D'année en année, des couches de pierres alternent avec des couches de glace. C'est ce qu'on aurait vu lors du glissement de terrain de Longyearbyen en 1954, et Liestöl, qui a étudié la formation actuelle d'éboulis de ce type en Antarctique, adopte cette hypothèse (1962).

Nous n'avons jamais observé cette alternance glace-pierres mais c'est surtout le caractère essentiel, l'altitude constante, qui demeure inexpliqué.

4ème hypothèse : Des éboulis de versants en rapport avec un niveau marin.

Le matériel n'est pas marin, mais, seul un phénomène dépendant d'un niveau marin peut présenter, à travers diverses régions, une altitude aussi constante.

Quand le strandflat se forme, alors que la mer est au niveau des 50 m actuels, au pied des falaises qui limitent les versants

escarpés, les éboulis dévalent la pente, y compris le secteur sous-marin, mais ils sont quelque peu arrêtés sur la banquise qui à cette époque encore froide devait avoir une présence plus constante qu'actuellement. Le bourrelet se forme systématiquement à une certaine hauteur, légèrement supérieure à celle du niveau de la mer de cette époque. Celle-ci est responsable de la hauteur constante de la formation mais ne peut pas donner un émoussé aux blocs qui se détachent en abondance du versant car la présence de la banquise freine les actions marines. D'autre part, l'ampleur des formes suppose un stationnement marin prolongé vers 50-60 m. C'est pourquoi nous pensons que ces replats peuvent être les traces d'une démarcation entre la période tardiglaciaire froide et la période postglaciaire tempérée.

Les résultats de l'étude détaillée de Rapp sur les replats de Bjonahamna ne sont pas en contradiction avec notre interprétation.

Table des données concernant les replats de versants dans la région de Bjonahamna ; d'après Rapp (1960)

Emplacement	Altitude (m) au-dessus du niveau de la mer	Longueur (m)	Largeur(m) la plus grande	Forme C : contrepente H : horizontale	Végétation 0 : sans + : avec
Bjonadalen - près du front du glacier contre Templet	environ 180	environ 20 ?	environ 10 ?	C	0
Bjonadalen - devant le front du glacier contre Templet	160	environ 60	environ 20	H	0
Bjonadalen - devant le front du glacier contre Sinballefjell	145-135	250	environ 30	H	+
Bjonadalen, cône T 9	140-130	environ 200	environ 15	H	+
Rebord de Templet, SW, cône S 2	130-120	175	30-40 ?	C	+
Rebord de Templet, SW, cônes S6, S7	140-135	250	30-40 ?	C	+

Rapp avait exclu l'hypothèse marine car il pensait que le plus haut niveau marin dans la région était 90 m (Feyling-Hanssen, 1955). Mais, comme le niveau que nous avons repéré sur le Mont St Jean (167 m) est vraiment marin, seul le replat de 180 m est resté hors de l'influence marine possible. Les altitudes sont comparables entre elles, mais plus élevées que celles des replats que nous avons étudiés. Ces hauts replats seraient-ils les traces d'un stationnement marin entre l'époque glaciaire et le Tardiglaciaire froid ?

Il est bien évident que les replats de versants ainsi créés sous forme d'éboulis bloqués en bas de pente par une banquise permanente ont évolué ensuite comme tous les versants en milieu périglaciaire. Les replats favorisant l'accumulation de neige ont pu aussi être remodelés sous forme de moraines nivales avec bourrelet et dépression.

4 - CHRONOLOGIE DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES EN RAPPORT AVEC LES PHENOMENES MARINS (tableau 14-3)

Une telle étude a pour but de préciser l'enchaînement chronologique des épisodes froids et des épisodes moins froids pendant le Pléistocène ; elle permettra de juger de la participation éventuelle des glaciers à l'élaboration du strandflat. Nous envisagerons d'abord les évènements les plus récents car ce sont ceux qui ont laissé les traces les plus remarquables.

4.1 - La phase d'avancée ultime des glaciers pendant l'Holocène

Le témoignage le plus frappant d'une extension glaciaire plus importante que l'occupation actuelle par les glaces est concrétisé par les grands lobes de moraines de poussée en arrière desquels les langues glaciaires actuelles restent en retrait (glaciers de Sarsöyra, de Kaffiöyra, de l'Ile du Prince Charles, etc...) et par

les restes d'imposantes moraines latérales-frontales accompagnées de glace morte aux flancs de tous les grands glaciers à front marin (Aavatsmarkbre, Borebre, Sefströmbre, etc...).

Ces vestiges morainiques, aux formes très jeunes, renferment des galets à façonnement marin, du maërl, des coquilles en grande abondance (Saxicava, Mya, Astarte et Mytilus). Ces moraines à coquilles que nous avons décrites au chapitre III, ont été également signalées dans le Hornsund (Birkenmajer, 1958) et dans le Tempelfjord (Feyling-Hanssen, 1955).

Cette extension glaciaire est relativement récente, elle a suivi la période du dépôt des niveaux à Mytilus (3 000 à 4 000 B.P.). Ahlmann (1935), comme Feyling-Hanssen (1955), place le début de la réavancée glaciaire à la fin de la période postglaciaire chaude, c'est-à-dire vers 2 500 B.P.

L'ampleur de cette avancée ultime est limitée ; elle respecte d'ailleurs le schéma de l'organisation glaciaire actuelle : les glaciers sont restés canalisés dans leurs vallées et n'ont que peu perturbé les strandflats voisins.

L'histoire détaillée des fronts glaciaires n'a pas été réalisée. Cependant, il semble vraisemblable que la dernière phase d'extension des glaciers n'a cessé qu'avec le début de ce siècle.

Depuis 1907, la majorité des glaciers recule (Klimaszewski, 1960) alors que les observateurs du XIXe siècle avaient remarqué et parfois cartographié des avances. Dans le Hornsund, le maximum d'avance glaciaire holocène daterait du XVIIIe siècle et de la première moitié du XIXe siècle, alors que la deuxième moitié du XIXe siècle aurait connu une stagnation relative, le véritable retrait commençant avec le XXe siècle (Birkenmajer, 1958). De toute façon, les glaciers ne connaissent une histoire commune que dans les grandes lignes ; dans le détail de l'évolution, nous avons vu (chapitre 3) que chacun obéit à un rythme qui lui est propre. C'est ainsi par exemple que le glacier du Negri (Storfjord) a avancé de 12 km en moins d'un an, 1935-1936 (Liestöl, 1960). Le glacier Von Post a avancé de près de 3 km de 1966

à 1970 (Liestöl, 1972).

Il semble bien que cette extension glaciaire qui a donc commencé avec la période subatlantique pour se terminer au Spitsberg au début de ce siècle a été effective à l'échelle de l'hémisphère Nord, mais avec des dates différentes pour la phase maximale. Dans les Alpes, le maximum de l'avancée glaciaire se situe au XVIIe siècle et la grande décrue commence en 1866 ; depuis, mis à part quelques arrêts ou poussées éphémères, les glaciers n'ont cessé de régresser (Lliboutry, 1965). En Norvège, les grandes crues glaciaires ont eu lieu au XVIIIe siècle, entre 1700 et 1743 (Ahlmann, 1935). XVIIe siècle, XVIIIe siècle, XIXe siècle, ce décalage de dates pourrait s'expliquer par le fait qu'en climat tempéré, les glaciers de montagne réagissent plus vite à un changement de conditions climatiques que les glaciers des régions polaires (Lliboutry, 1965).

L'avancée ultime des glaciers au Spitsberg pourrait être rattachée à ce que les auteurs anglo-saxons ont appelé "Little Ice Age", terme introduit par Matthes F.E. (1939). C'est ce "petit âge de glace" qui est responsable du paysage glaciaire actuel au Spitsberg.

4.2 - Problème de l'existence d'une transgression marine précédant l'extension glaciaire ultime

En remontant l'histoire géologique, il apparaît que pendant la période postglaciaire chaude (Sub-boréal, Atlantique et Boréal) durant laquelle s'est formée la plus grande partie des plages du strandflat, les glaciers étaient plus courts qu'actuellement, certains n'existaient peut-être pas. En effet, pour que les glaciers en extension englobent dans leurs moraines frontales une telle quantité de sédiments littoraux et marins (Comfortlessbre, Aavatsmarkbre, Elisebre, Eidembre, Borebre, Sefströmbre, etc...), il fallait que leurs fronts aient été en retrait et les secteurs externes des vallées envahis par la mer. Dans les eaux vivaient des mollusques tels que Mytilus qui laissent supposer des conditions assez clémentes. Nathorst (1910) estime que la

température était en moyenne de 3,5ºC à 4ºC supérieure à l'actuelle. Cette période de conditions climatiques optimales se situerait vers 5 000 B.P., à la fin de la période Atlantique (Hyvärinen, 1969 et 1970).

Le problème se pose de savoir si cette période d'optimum climatique, responsable du recul des glaciers, fut accompagnée d'une transgression marine.

Frebold (1950) a pensé qu'une immersion passagère s'était produite entre la formation des terrasses marines plus anciennes et des terrasses les plus récentes. On peut supposer que l'abondance et la vigueur des cordons de galets et des falaises mortes vers 15-19 m, séparant le haut étage du strandflat du bas étage (voir les croquis morphologiques) en serait la marque sur le terrain.

Des preuves à ces hypothèses sont apportées par les travaux d'Hyvärinen (1968, 1969 et 1970). D'une part, après une étude minutieuse de carottes prélevées dans des lacs de la Terre du Nord-Est et de l'Ile aux Ours (1970), il peut conclure à l'existence d'un optimum climatique vers 5 000 B.P. D'autre part, il pense que cette période de conditions climatiques optimales a pu être celle d'une transgression. Dans une carotte extraite d'un lac de la région de Murchinsonfjord (Terre du Nord-Est), il a découvert (1969) une couche marine parmi les couches lacustres et en a conclu qu'une connexion temporaire s'était établie entre le lac et la mer entre 5 500 ± 140 et 4 745 ± 120 B.P. A cette époque, une interruption s'est donc produite dans le mouvement relatif de relèvement du continent, accompagnée d'une transgression relative et même d'une submersion. Birkenmajer et Olsson (1970) parlent aussi d'une transgression sur les côtes du Billefjord.

Ce phénomène de transgression a peut-être été général dans les régions polaires de l'hémisphère Nord. En effet, la faune des plages (12,20 m et 16,76 m) suggère que des conditions marines optimales se sont produites il y a environ 3 900 à 5 230 ans, probablement au cours d'une transgression marine, en Ungava du Nord (Matthews, 1967).

Par conséquent, les plages du bas strandflat ont pu être réenvahies par la mer après leur formation. Les littoraux anciens les

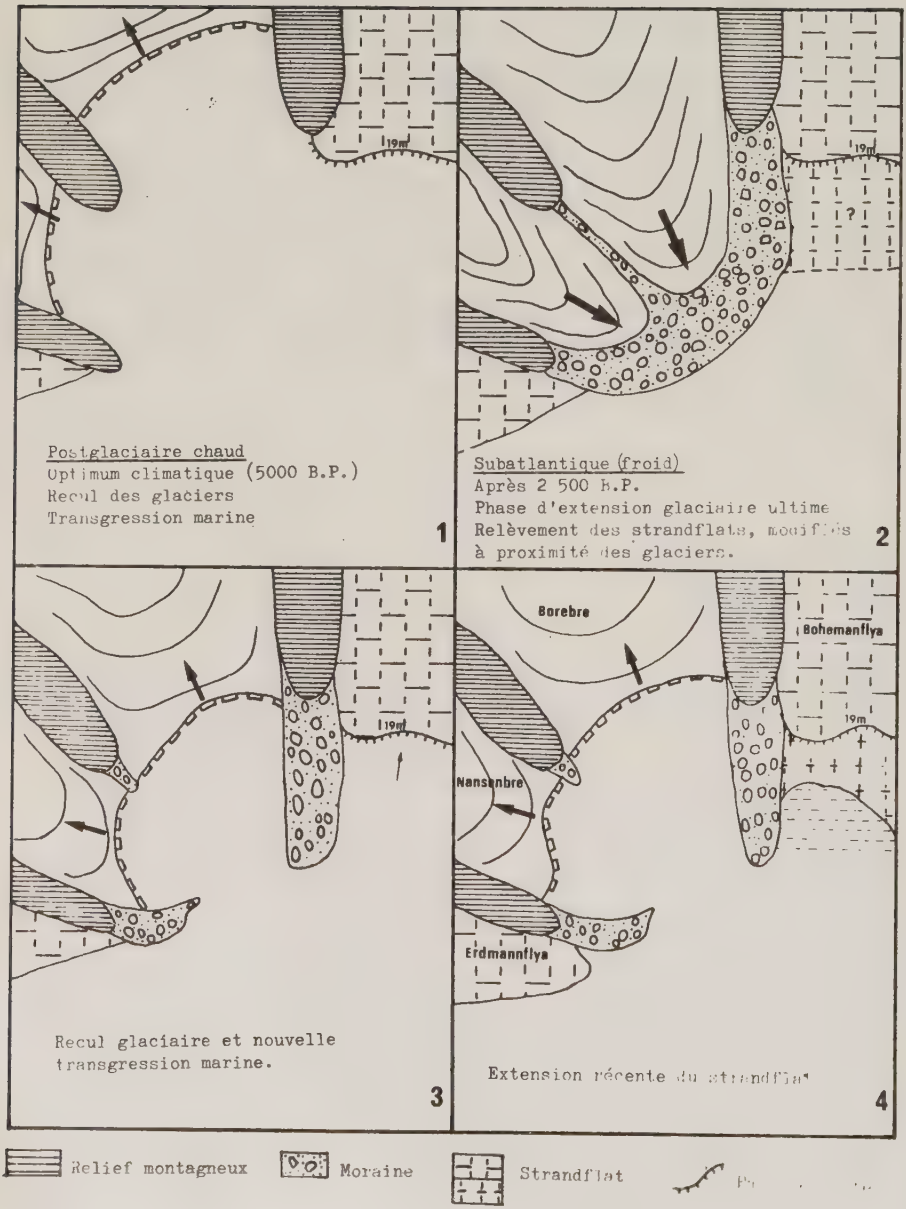


Fig. 14-7 - Les variations du Borebre.

mieux marqués (exemple celui de 15-19 m) seraient ceux qui ont servi plusieurs fois.

4.3 - Possibilité d'une transgression postérieure à la réavancée glaciaire ultime ?

L'exemple du Borebre nous incite à poser cette question (fig. 14-7). L'ampleur de la moraine latérale, la seule qui subsiste, donne à penser que le vallum frontal dont elle faisait partie était énorme. Actuellement, elle s'avance en mer sous forme d'un long cap. Son matériel est hétérométrique comme tout le matériel morainique, mais de nombreux galets sont incontestablement marins, bien roulés et recouverts de lithothamnium. Au Nord-Est et à l'abri du cap, un golfe en voie de comblement actuel s'étend jusqu'à une falaise morte de 19 m d'altitude. On peut supposer le schéma chronologique suivant :

1) Le glacier est en retrait ; la mer envahit le strandflat jusqu'à la falaise de 19 m ? C'est l'optimum climatique.

2) Avancée glaciaire de la phase d'extension ultime ; la moraine de poussée ramasse les sédiments marins ; les strandflats bordiers se sont relevés car la moraine n'aurait pas pu être construite en mer. Ce n'est qu'à proximité du glacier que les strandflats peuvent subir quelques modifications.

3) Recul du glacier qui se termine par une falaise de glace et nouvelle transgression marine sur le strandflat jusqu'à la falaise de 19 m.

4) Le glacier continue à reculer ; le golfe est en voie de comblement ; un bas strandflat se forme à nouveau.

Cet exemple complexe montre que le strandflat ne s'est pas mis en place par le jeu d'un relèvement isostatique régulier et progressif du niveau le plus haut au niveau le plus bas. Des transgressions passagères ont pu se produire, interrompant le mouvement général

de baisse relative du trait de côte et certaines parties du strandflat ont pu être façonnées plusieurs fois par la mer.

4.4 - Chronologie des épisodes glaciaires et marins.

Il est difficile d'établir cette chronologie car les dépôts morainiques anciens font presque totalement défaut. Ceci n'est pas surprenant car les moraines du Maximum pléistocène (vers - 20 000, - 15 000) que certains auteurs ont cru reconnaître (Jahn, 1968) seraient plus élevées que les plus hautes terrasses marines. Elles sont donc peu reconnaissables car elles ont été détruites par le lessivage et par les bouleversements périglaciaires.

De toute façon, on ne peut guère espérer trouver beaucoup de dépôts morainiques anciens. En effet, le Spitsberg étant une île, pendant la glaciation Würmienne, seuls émergeaient des nunataks, alors que la glace de terre envahissait la plateforme continentale et s'étendait peut-être même jusqu'aux grandes profondeurs du Talus sous forme de barrière (ice-shelf). O. Holtedahl (1930) a décrit des formes de ce genre dans le Nord de la Norvège. Telle devait être la situation sur la côte occidentale du Spitsberg où aucun arc morainique sous-marin n'a été décelé en avant des chenaux des fjords (Liestöl, 1972). Par contre, dans le Nord du pays, nous avons vu que les langues glaciaires se terminaient sur la plateforme où elles ont laissé leurs moraines frontales.

Entre ce stade d'avancée maximale qui s'est terminé vers 12 000 et la phase d'extension ultime holocène qui commence en 2 500, Jahn (1968), s'appuyant sur l'observation d'un vestige de moraine latérale-frontale sous les graviers de la terrasse de 65 m, pense qu'elle est l'oeuvre d'un glacier en expansion, juste avant l'optimum climatique postglaciaire, c'est-à-dire de 7 000 à 8 000 B.P.
A notre connaissance, aucun auteur n'a fait d'observation similaire dans des régions autres que le Hornsund. A Bragueneset (Terre du Nord-Est), Donner et West (1957) ne concluent qu'à deux avancées glaciaires: l'avancée maximale au-delà de la côte actuelle suivie d'un retrait

Tableau 14-3

Age	Périodes	Evènements marins	Evènements glaciaires
1907...1920 soit 43...30 B.P.	Subatlantique (adoucissement)	Soulèvement très lent. Formation de falaises ou de grands cordons de galets.	Majorité des grands glaciers en recul rapide.
vers 1870 soit 80 B.P.	Période de transition	"	Majorité des grands glaciers recule. Destruction des moraines frontales.
2 500 B.P.	Subatlantique (froide)	Sédiments marins pris dans les moraines de poussée. Blocs erratiques ou glaciels sur les plages soulevées. Stries sur le socle rocheux.	Avancée ultime des glaciers (Petit Age de Glace). Mise en place des grandes moraines frontales.
5 000 B.P.	Postglaciaire chaude : . Sub-boréal . Optimum climatique . Atlantique	Abondants dépôts de coquilles Transgression marine Nombreuses plages soulevées	Glaciers réduits
9.400 B.P.	. Boréal	. Niveau à Mytilus . Bas niveau à Astarte . Haut niveau à Astarte	Poussée glaciaire ? (7 000 à 8 000)
10 300 B.P.	Postglaciaire tempéré	Plages à Mya	Le paysage glaciaire a pris à peu près son aspect actuel.
12 000 B.P.	Tardiglaciaire froid	Rares niveaux au-dessus de 100 m.	Début de la fonte postglaciaire.
	Glaciation würmienne	Baisse du niveau de la mer à -100m ?	Avancée glaciaire maximale. Moraines actuellement sous-marines
	Interglaciaire	Niveau de plage à 234 m	

glaciaire et de la formation de plages soulevées ; puis une phase de réavancée ultime des glaciers qui met en place une jeune moraine à coquilles ; enfin un retrait qui a sans doute commencé en 1923 et se poursuit encore. Les auteurs déclarent ne pas pouvoir préciser les changements climatiques qui ont accompagné ces évènements.

Cependant, en réunissant différentes observations et en s'inspirant des tableaux de Feyling-Hanssen (1955) et de Rapp (1960), nous proposerons un schéma (tableau 14-3).

5 - LES MOUVEMENTS VERTICAUX DU RIVAGE

Tous les travaux ont abouti à la conclusion que le relèvement du Svalbard est postglaciaire, mais certaines divergences se sont manifestées au sujet de l'évaluation de la vitesse du relèvement.

5.1 - Les cartes d'isobases et la reconstitution de l'inlandsis

En traçant les courbes qui relient les terrasses de même altitude, on peut établir des cartes d'isobases. Les courbes d'isobases sont à distinguer des courbes d'homotaxie (Tanner, 1931) qui, elles, joignent les points affectés de la même vitesse de surrection.

Tant que les datations au C 14 n'existaient pas, ces cartes ont été les moyens utilisés pour évaluer la vitesse de soulèvement. Actuellement, les datations permettent de tracer des courbes d'émersion ou de relèvement qui donnent des valeurs beaucoup plus correctes ; mais les cartes d'isobases sont encore utiles pour généraliser les observations à grande échelle, à condition toutefois d'être dessinées à partir d'un assez grand nombre de mesures.

Faute de mesures, les travaux anciens sont très hypothétiques. Romanovsky (1943, p. 88) fait le croquis de l'ensemble des isobases de "l'Arctide" sous forme d'un système de courbes fermées centrées sur le Nord de la Mer de Barentz. Corbel (1960 et 1961) trace une

carte d'isobases reproduisant l'allure de l'inlandsis ancien, c'est-à-dire l'inlandsis de Barentz, indépendant de l'inlandsis scandinave. Les plus fortes altitudes de terrasses (150 m) sont centrées sur le S-E de la mer de Barentz. Seule l'isobase 20 m intéresse le Spitsberg, ce qui est inexact. Birkenmajer (1958 et 1960) trace, puis modifie et commente des cartes d'isobases centrées sur la mer de Barentz (soulèvement maximum) et affectées de valeurs qui diminuent vers le Nord, le Nord-Ouest et l'Ouest. Toutes ces cartes sont inexactes en regard des niveaux soulevés que nous avons mesurés. Nos essais dans la construction d'une nouvelle carte n'ont pas abouti à des résultats intéressants à cause d'une pénurie de mesures pour certaines régions et de résultats trop disparates pour d'autres. Nous admettons donc les conclusions de Büdel (1968), confirmées d'ailleurs par l'étude des stries glaciaires de Strömberg (1972) et par les résultats de Hyvärinen (1968) qui signale son accord avec Grosswald (1963), Hope (1966), Schytt et al. (1968) pour affirmer que de vastes zones de la plateforme sous-marine du Nord de la mer de Barentz (i.e. Est et Sud-Est du Spitsberg) furent couvertes par un inlandsis.

Büdel a retracé trois stades tardiglaciaires (fig. 14-8) :

1) Au début du Würm, en provenance de l'Est du Svalbard (entre la Terre du Roi Charles et Kvitöya), un inlandsis, puissant de 1 000 à 1 500 m d'épaisseur, s'installe à l'emplacement de la mer de Barentz actuelle.

2) Au cours d'un deuxième stade, le contact est coupé entre l'ensemble de l'inlandsis et la glace qui se concentre sur l'archipel, vraisemblablement à cause d'un mouvement eustatique. Des centres locaux de divergence de la glace s'établissent : deux assez importants sur le centre du Spitsberg et la Terre du Nord-Est, et deux plus réduits sur le Sud et sur les îles de l'Est. La limite de la glace déborde encore les côtes actuelles mais ne recouvre plus toute la plateforme continentale.

3) Dans un troisième stade, les centres locaux se multiplient et voient leur surface se restreindre. C'est leur disposition

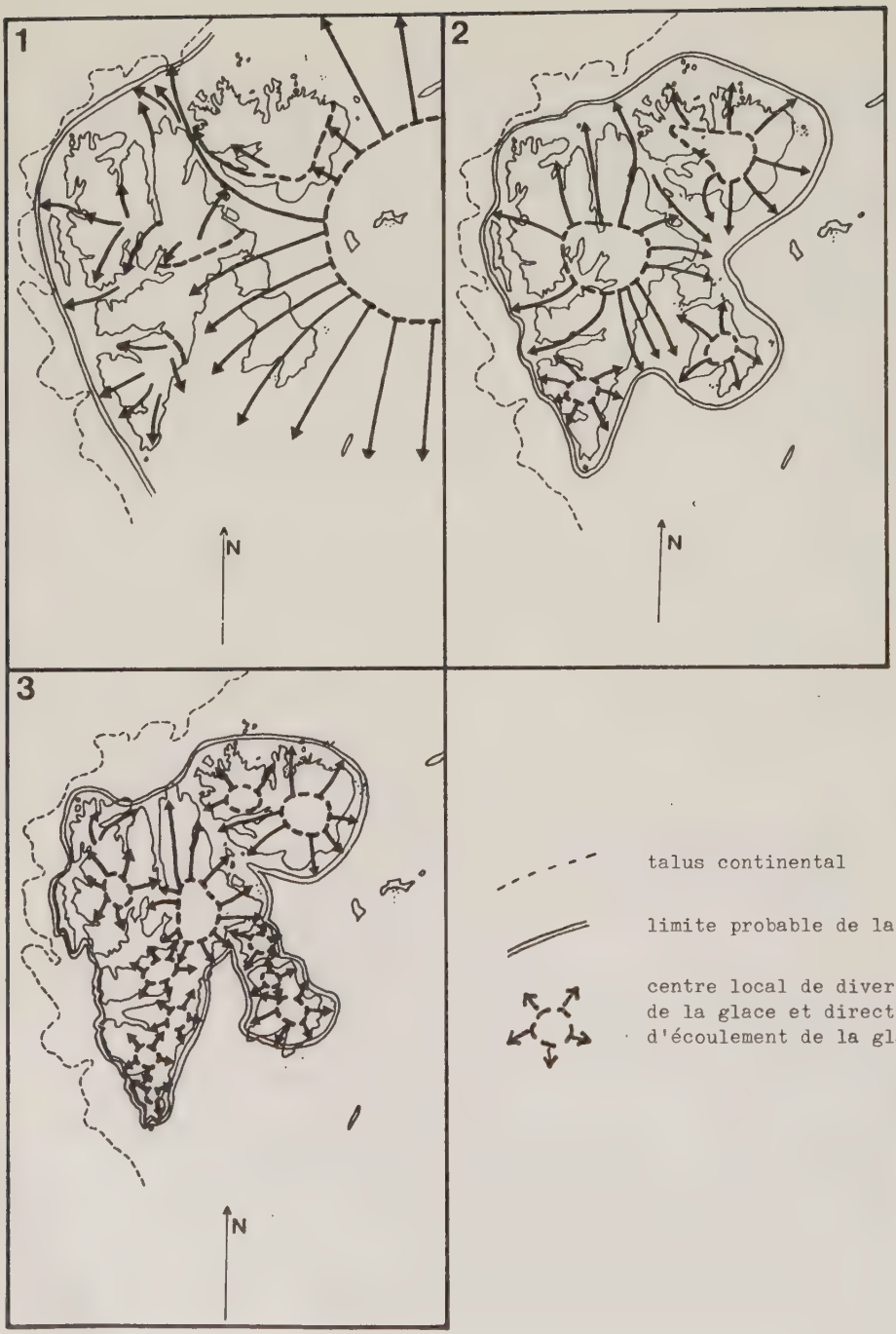


Fig. 14-8 - Les trois stades tardiglaciaires d'après Büdel, 1968.

et leur action qui ont eu l'effet le plus efficace sur le modelé.

Si l'on en croit ces hypothèses, l'enfoncement isostatique puis, par voie de conséquence, le relèvement, furent plus forts dans les régions de l'Est où la glace était plus épaisse ; alors que dans les régions de l'Ouest, vers lesquelles elle s'écoulait, la glace était forcément plus mince, donc l'enfoncement moins accentué et le relèvement moins fort.

Sans entrer dans le détail d'évaluations chiffrées théoriques et complexes, qui ont d'ailleurs donné lieu à de nombreuses discussions car les Scandinaves ont multiplié les mesures et les calculs pour les régions de la Baltique, on peut noter les faits suivants :

145 m, dans la Terre du Roi Charles serait, d'après Büdel, la plus haute limite marine, située au centre de l'inlandsis. Büdel en conclut que l'épaisseur de la glace était d'environ 1 500 m, suivant le principe que l'inlandsis scandinave, avec une épaisseur de 3 000 m, a causé un relèvement isostatique de 300 m. La puissance de l'englacement serait 9 à 10 fois supérieure à celle du relèvement.

Sans rentrer dans les détails de l'argumentation, nous ferons remarquer qu'elle est fondée sur le fait que 145 m est le niveau le plus élevé. Or nous avons vu qu'il n'en est rien. Même si nous faisons un sort à part au niveau 234 m de Dansköya, nous avons signalé plusieurs niveaux marins supérieurs à 100 m. On arrive alors à cette alternative :

- ou bien l'épaisseur de la couverture de glace a été pratiquement la même à l'Est et à l'Ouest et dans ce cas le relèvement est également identique,

- ou bien le relèvement est en retard dans le secteur Est. Les régions périphériques occidentales les premières déglacées, ont commencé à se soulever en premier lieu et l'équilibre y est peut-être déjà atteint comme en témoigne une certaine stabilité du rivage (hautes falaises, puissants cordons). Par contre, le relèvement se poursuivrait dans les régions Est dont les niveaux atteindront dans l'avenir des valeurs supérieures à celles de l'Ouest, à moins que la

remontée eustatique du niveau marin ne vienne compenser le relèvement isostatique. Dans cette dernière éventualité, les régions occidentales subiraient une submergence.

5.2 - Courbes d'émersion et courbes de relèvement (fig. 14-9).

Quand on possède un certain nombre de datations au C 14, effectuées sur des indicateurs recueillis sur des niveaux levés avec précision, on peut construire une courbe d'émersion. Evidemment, plus les datations seront nombreuses et plus la courbe sera fondée.

La courbe d'émersion est construite simplement en prenant en considération la hauteur et l'âge des niveaux. Löken (1965) propose de réserver le nom de courbe de relèvement à une courbe dans la construction de laquelle interviennent non seulement l'émersion isostatique mais aussi les mouvements eustatiques du niveau de la mer. L'établissement d'une courbe de relèvement nécessite au préalable plusieurs corrections :

- Corrections en fonction des changements eustatiques post-glaciaires

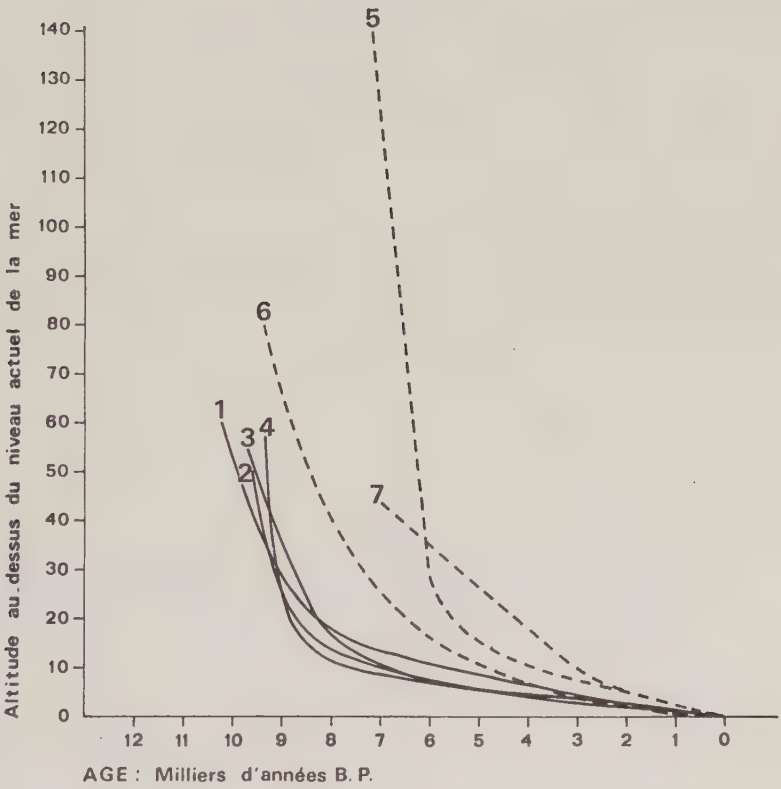
Shepard (1963) a proposé une courbe des changements eustatiques qui a soulevé des controverses (Shepard et Curray, 1967). Mörner (1969, p. 414) propose des corrections très détaillées qui remplacent la courbe régulière de Shepard par une courbe en dents de scie (fig. 14-10). Nous n'avons pas d'éléments nouveaux à apporter à la résolution de ce problème, déjà complexe en région stable et encore plus ardu en région affectée d'une mobilité isostatique.

Löken (1965) montre qu'on peut déterminer le niveau de la mer correspondant à chaque échantillon au moment de son dépôt, en faisant des mesures précises et nombreuses des pentes des lits de sédiment. Nous n'avons pas eu de coupes permettant de telles mesures.

- Corrections en fonction d'une hydro-isostasie

Il faudrait pouvoir faire ces corrections. En effet, la courbe brute d'émersion ne traduit pas que le soulèvement glacio-eustatique mais inclut aussi les effets variables de la charge d'eau

Fig. 14_9
Courbes d'émersion



——— Svalbard - - - - Autres régions polaires

1	Feyling-Hanssen et Olsson 1959-1960	Billefjorden.
2	Olsson et Blake 1961-1962	Murchisonfjorden
3	Blake 1961	Nordauslandet
4	Moign 1973	Spitsberg (centre occidental)
5	Matthews 1967	Ungava
6	Barr 1971	Devon Island
7	Löken 1965	Baffin Island

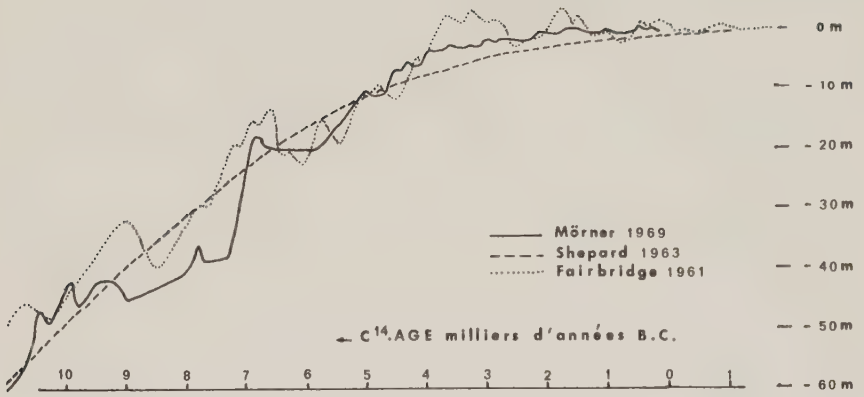


Fig. 14-10 - Comparaison de différentes courbes eustatiques. D'après Mörner, 1969.

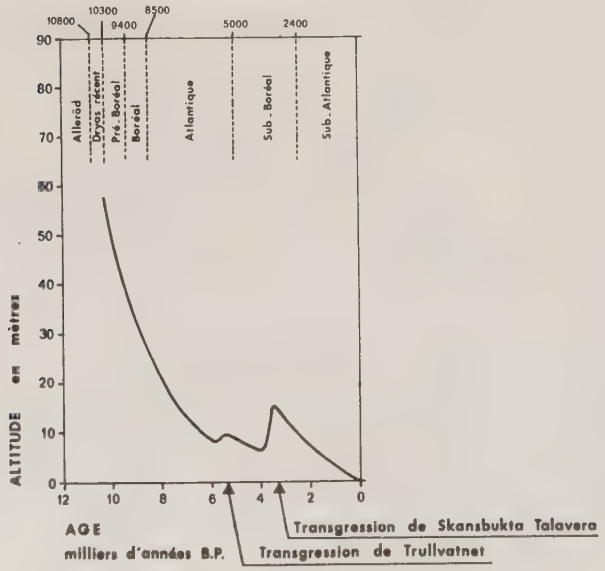


Fig. 14-11 - Essai de courbe d'émersion avec hypothèse de transgression (Spitsberg central et méridional). D'après Birkenmajer et Olsson, 1970.

résultant de la transgression postglaciaire. C'est l'hydro-isostasie, sur laquelle Bloom (1969) et Mörner (1969) ont attiré l'attention (cf. A. Guilcher, 1970).

- Corrections en fonction de mouvements tectoniques locaux et récents

Le Spitsberg étant un assemblage de blocs séparés par des failles, chaque bloc a pu réagir individuellement aux sollicitations de la surcharge et de la décharge glaciaire. Mais ces effets n'ont pas pu être évalués.

Par conséquent, dans la mesure où nous ne pouvions faire aucune correction chiffrée, nous ne présentons qu'une courbe d'émersion. Vu la complexité des problèmes, il est hasardeux de vouloir comparer de façon précise des courbes provenant de sites différents. Il faut se contenter de comparer les allures générales de tracés.

5.3 - Comparaison entre notre courbe d'émersion et quelques autres

Avec comme points extrêmes :

La terrasse de Gipsbukta 55 m 9.200 ± 200 B.P. (Gif. 1443)
La plateforme rocheuse de Gipsbukta 4 m, 3.230 ± 120 (Gif. 1256)

la courbe passe par :

Gipsbukta (os) 26 m 8.950 ± 200 (Gif. 1442)

Nous la décalons un peu à droite des points :

- Erdmannflya 19 m 9.700 ± 200 (Gif. 1258), dont les Mya en position de croissance devaient être en milieu sous-marin et non littoral, ce qui fait que le gisement est relativement plus ancien que ne le révèle son altitude,

- et Aula 10 m 8.850 ± 200 (Gif. 1257), dont les Mytilus en position de croissance doivent également être un dépôt sous-marin, d'âge relativement ancien eu égard à l'altitude du gisement.

Et nous laissons hors de la courbe Sars, 2 à 3 m, 9.600 ± 220 (Gif. 894), gisement certainement sous-marin à l'origine et qui

nous a permis d'émettre des réserves à l'encontre de la méthode de datation des coquilles par le carbone 14.

Ainsi établie, notre courbe (discutable en raison de la rareté des points) se rapproche par son allure générale des autres courbes tracées au Svalbard. Elle se caractérise par une pente très forte au début du relèvement ; puis cette pente s'adoucit de plus en plus vers l'époque actuelle.

Les courbes tracées pour le Spitsberg ont toutes la même allure générale que la nôtre (fig. 14-9) :

- régions du Billefjord (Feyling-Hanssen et Olsson, 1959)
- Terre du Nord-Est (Blake, 1961, Olsson et Blake, 1962)
- Hornsund (Birkenmajer et Olsson, 1970).

Mais Birkenmajer et Olsson (1970), tout en estimant la nécessité de données supplémentaires pour tracer des courbes définitives valables pour la totalité du Svalbard, donnent une nouvelle interprétation de la courbe de Billefjord (fig. 14-11) :

Cette courbe démarre, comme toutes les autres d'ailleurs, avec une pente très redressée, correspondant au Préboréal et la vitesse de relèvement serait de 2 m par siècle.

Pendant le Boréal et le début de l'Atlantique, la pente s'adoucit et la vitesse tombe à 1,5 m par siècle.

Puis, et c'est là une différence essentielle de cette courbe par rapport aux autres, elle dessine deux pics qui correspondent à deux transgressions marines :

- La plus ancienne, la transgression Trullvatnet, est datée de 5.550 ± 140 à 4.745 ± 120 B.P.

Nous pensons que c'est une preuve supplémentaire renforçant l'hypothèse de transgression de l'optimum climatique des environs de 5.000 B.P.

- La plus récente, la transgression Skansbukta-Talavera, est datée de 3.410 ± 230 et 3.030 ± 290 B.P.

Pourrait-on la mettre en rapport avec l'hypothèse d'une transgression marine postérieure au dépôt des moraines à coquilles

de la réavancée glaciaire ultime (exemple du Borebre) ? Elle semble un peu trop ancienne, mais les datations sont encore rares pour se faire une idée définitive à ce sujet.

Ce sont là des points fort intéressants qui seront peut-être éclaircis par de futures recherches.

Si nous choisissons, à titre de comparaison, quelques courbes tracées pour d'autres régions de l'hémisphère Nord (fig. 14-9), on s'aperçoit qu'elles caractérisent aussi un relèvement postglaciaire rapide d'abord, puis de plus en plus lent :

- Matthews (1967) : Ungava du Nord
- Löken (1965) : Baffin Island
- Barr (1971) : Devon Island.

Tableau 14-4

Tableau récapitulatif de quelques vitesses de relèvement

Auteurs	Lieux	Vitesse en début de courbe par siècle	Vitesse en fin de courbe par siècle
A. Moign	Spitsberg centre-occidental	de 9.200 à 8.850: 1.200 cm	à partir de 8.850 12 cm
Blake (1961)	Terre du Nord-Est	de 10.000 à 6.000 100 cm	à partir de 6.000 10 cm
Feyling-Hanssen et Olsson (1959-1960)	Billefjord	de 9.840 à 7.595: 200 cm	à partir de 7.595 15 cm
Matthews (1967)	Ungava du Nord	de 7.000 à 6.000: 793 cm	au cours des 5.200 dernières années 30 cm
Löken (1965)	Baffin Island	de 7.000 à 3.000 80 cm	à partir de 3.000 30 cm
Barr (1971)	Devon Island courbe de relèvement avec corrections.	de 9.450 à 8.450: 405 cm	ensuite la vitesse décroît jusqu'à un équilibre actuel

Le relèvement est donc partout rapide au début des temps postglaciaires car la glace fond rapidement et le continent réagit immédiatement aux sollicitations de la décharge, puis le mouvement apparent se ralentit d'autant plus que la remontée eustatique de la mer vient en compenser les effets. Il est probable qu'actuellement un stade d'équilibre est atteint dans les régions que nous avons étudiées.

6 - CONCLUSION

Les datations au carbone 14 sur les débris de bois, d'ossements, de coquilles, se sont récemment multipliées, permettant une meilleure connaissance de l'âge des plages soulevées. Pour obtenir des résultats corrects, un grand nombre de mesures sont nécessaires car les dates et les niveaux ne sont pas toujours en bonne concordance. En effet, les coquilles ne sont pas d'excellents indicateurs littoraux et le cas des Mya est particulièrement caractéristique : elles ont toujours le même âge (vers 9.000 B.P.) quelle que soit l'altitude des plages soulevées où elles se trouvent portées, parce qu'elles ont vécu à l'origine à des profondeurs variables.

Cependant, les datations permettent d'affirmer que toutes les plages soulevées sont postglaciaires, c'est-à-dire postérieures à 12.000 B.P. et que la majorité d'entre elles, les plus vastes, situées de 0 à 40 m, appartiennent à la période postglaciaire chaude (Boréal, Atlantique et Sub-boréal) de 2.400 à 9.400 B.P. Un certain nombre de surfaces assez bien développées (40-60 m) datent de la période postglaciaire tempérée (Préboréal) de 9.400 à 10.300 B.P. Mais seuls quelques niveaux épars et d'étendue restreinte, accrochés à flanc de montagne, autour de 100 m d'altitude, appartiennent au Tardiglaciaire froid (Dryas récent et Alleröd). Par ailleurs, nous pensons avoir fait la preuve que le plus haut niveau (234 m) fut formé pendant un interglaciaire.

Une grande coupure dans la mise en place des plages soulevées se situe entre le postglaciaire tempéré et le postglaciaire chaud (période de l'extension de l'aplanissement côtier). Cette coupure, correspondant à un stationnement de la ligne de rivage, est marquée par toute une série de replats de versants qui soulignent le contact entre la montagne et la zone côtière.

Les glaciers n'ont laissé sur le strandflat que des empreintes limitées. Les quelques moraines anciennes du maximum würmien sont actuellement sous-marines. La réavancée glaciaire ultime (2.500 B.P. jusqu'au début du XXe siècle), survenant après la transgression marine de l'optimum climatique (vers 5.000 B.P.) a mis en place des moraines à coquilles, mais les glaciers n'ont que peu débordé de leur réseau de vallées, le même qu'actuellement. Les preuves ne sont pas encore suffisantes pour affirmer qu'une transgression marine a suivi la phase d'extension glaciaire ultime (transgression Skansbukta-Talavera ?).

Au moment où commence à fondre l'inlandsis de la mer de Barentz, le relèvement isostatique est accéléré puis l'atténuation se fait rapidement sentir ; la vitesse de surrection passe de 1 à 2 m par siècle (et même davantage sur notre courbe) à 10, 12, 15 cm. Actuellement, soulèvement isostatique et remontée eustatique de la mer semblent avoir atteint un certain équilibre dans notre secteur d'étude.

Chapitre XV

L'ORIGINE DU STRANDFLAT

Le strandflat étant revêtu en surface par des plages, souvent bien conservées et datées du Postglaciaire, il ne fait aucun doute que la dernière touche à sa formation a été donnée par des processus littoraux. Le problème est de déterminer si ces actions d'érosion et d'accumulation littorales furent simplement une touche finale sur des formes élaborées par d'autres processus, ou si elles peuvent être considérées comme le véritable agent de formation.

D'autre part, si on accorde un rôle essentiel aux forces littorales, il faudra déterminer si elles ont été favorisées, et dans quelle mesure, par des processus liés au froid.

Les opinions concernant l'origine du strandflat ont été tellement diverses qu'il apparaît nécessaire de faire la récapitulation des principales positions prises par les auteurs. Nous adopterons ou rejetterons certaines explications, en fonction des observations faites au Spitsberg, sans prétendre résoudre le problème de l'origine du strandflat dans son ensemble. En effet, comme dans toutes les questions complexes, il est vraisemblable qu'il existe de telles variations régionales que certaines théories, valables sur un plan local, ne sont pas applicables à l'ensemble du problème.

1 - RECAPITULATION CRITIQUE DES THEORIES SUR L'ORIGINE DU STRANDFLAT EN FONCTION DES OBSERVATIONS FAITES AU SPITSBERG

1.1 - Plaine d'abrasion marine

Le premier auteur qui ait traité du problème du strandflat,

Reusch (1894), considéra qu'il était dû principalement à l'érosion par les vagues, aidée par la dénudation subaérienne à proximité de la côte.

Vogt (1907) développe, dans ce sens, la théorie d'une érosion par les vagues d'un littoral non encore disséqué par les vallées et chenaux des fjords, c'est-à-dire à un âge très ancien qui débuterait à l'époque jurassique.

Tout en adoptant des positions variées concernant l'ancienneté et la durée de l'érosion marine (depuis le Jurassique jusqu aux périodes interglaciaires), nombreux sont les auteurs anciens qui ont considéré le strandflat comme une plaine de dénudation marine. Nous en citerons quelques uns : Brögger (1893), Davis (1899), Hoel (1909 et 1914) Rekstad (1912 et 1915), Sahlström (1917), Johnson (1919).

Peach (1916) expose l'hypothèse d'une mise en place en deux temps :

- A une époque préglaciaire, élaboration d'une plateforme d'abrasion marine qui aurait subi des retouches (stries et dépots de blocs) pendant la période glaciaire.

- A l'époque postglaciaire, dépôt de plages sur la surface précédente.

Nous avons déjà dit que cette distinction génétique d'une phase d'érosion et d'une phase d'accumulation ne nous paraissait pas correcte dans la mesure où, actuellement, nous observons les deux processus conjointement en action sur les estrans et sur les plateformes faiblement immergées.

D'autre part, nous pensons qu'effectivement l'érosion marine courante joue un rôle considérable et nous l'avons montré dans l étude régionale. Mais l'envisager comme processus exclusif conduirait à admettre que les strandflats peuvent se former sur n'importe quel littoral du monde. Or ils sont exclusivement présents dans les zones glaciées.

1.2 - Mise en place par le jeu des dislocations

Les hauteurs de l'intérieur et la plaine côtière seraient séparées par des failles responsables de l'abaissement de cette dernière.

De Geer (1912), le premier, a insisté sur le rôle des dislocations et cette théorie a été suivie au-delà du raisonnable par certains auteurs comme Sederholm (1913) qui interprète toutes les formes de relief par le jeu des failles. La limite interne du strandflat correspondrait à une fracture et les collines qui surmontent le strandflat norvégien seraient des horsts.

Point n'est besoin d'insister longuement à ce sujet, car on pourrait multiplier les exemples où le strandflat existe en l'absence de toute fracture ; d'ailleurs, l'allure sinueuse du contact entre le strandflat et la zone des hauteurs incite à penser qu'elle ne peut pas être en rapport direct avec des failles. Dès 1913, Högbom avait d'ailleurs montré qu'en différents endroits la formation du strandflat n'était pas conditionnée par des dislocations.

On peut cependant penser que les fractures favorisent localement l'abaissement des plaines côtières et l'exemple du Forlandsund, détroit entre l'Ile du Prince Charles et le Vestspitsbergen, donnerait quelque poids à cette hypothèse. De chaque côté, il est bordé par des strandflats bien développés, surtout dans sa partie Nord, et l'ensemble correspond à un fossé d'effondrement occupé par des roches tertiaires, alors que les hauteurs, aussi bien dans l'île que dans le Vestspitsbergen, appartiennent à l'Hecla Hoek. En première approximation, les strandflats semblent limités vers l'intérieur par les failles bordières du graben. Nénamoins, nous avons montré que les strandflats s'étendaient en réalité au-delà des failles et de l'affleurement des roches tertiaires, dans la zone de l'Hecla Hoek. La correspondance entre fossé d'effondrement et strandflat est loin d'être parfaite. Au plus, les failles ont pu, à l'origine, favoriser la mise en place de la plateforme côtière, aidées d'ailleurs par la nature plus tendre des roches tertiaires. Mais le rôle des failles n'a pas été déterminant ensuite, au cours de l'élaboration, puisqu'elles ne limitent pas le bord interne du strandflat.

Or cet exemple, peu convaincant, est le seul où les dislocations auraient pu jouer un rôle. Partout ailleurs, la limite de la plaine côtière est indépendante du tracé des fractures.

1.3 - Surface d'érosion azonale

1.3.1 - Plaine de piémont formée par dénudation subaérienne

Ahlmann H.W. (1919) pense que le strandflat est une plaine de bas niveau simplement formée par dénudation subaérienne. Le strandflat ne serait alors pas spécifique des régions froides. Il serait simplement une plaine de piémont. Précisant ses vues, en 1933, l'auteur suppose que l'élaboration du strandflat norvégien a commencé au cours du soulèvement tertiaire et qu'elle s'est continuée au Pléistocène, chaque fois qu'une phase interglaciaire permettait le travail du ruissellement. La formation du strandflat serait donc préglaciaire avec de simples retouches pendant les périodes interglaciaires, au cours desquelles, sur les espaces libres de glace, les processus mécaniques de dénudation subaérienne étaient actifs. Il nie la nécessité d'une phase marine finale, tout en admettant que, dans certains cas, l'action marine a pu contribuer à aplanir le strandflat. Son argument est que l'élaboration d'un strandflat sous l'effet des vagues serait un processus tellement lent que, pendant tout ce temps, la dénudation subaérienne pourrait à loisir aplanir la plaine côtière au niveau de base.

Si l'on accepte ses conclusions, il faudrait admettre que le relèvement isostatique actuel, ferait simplement réapparaître à leur niveau actuel des surfaces de piémont tertiaire, ensevelies sous les glaces pendant le Pléistocène.

D'ailleurs, dans son étude de 1941, Ahlmann estime qu'il n y a pas de strandflat au Groenland (ce qui est inexact) parce que la région est encore couverte par un inlandsis et donc déprimée, dans une position similaire à celle du Spitsberg avant que la fonte glaciaire holocène ne permette le relèvement.

Nous ne pouvons pas adopter la position d'Ahlmann pour les raisons suivantes :

- Il n'a été trouvé aucune preuve d'âge tertiaire de notre

strandflat. Mais nous ne pouvons pas non plus prouver qu'une telle surface tertiaire n'a pas existé. Au demeurant, le modelé du strandflat a des caractères littoraux si marqués et omniprésents que nous ne pouvons considérer l'action littorale comme une retouche insignifiante.

- Les processus littoraux n'apparaissent comme lents que, si on fait, comme Ahlmann, abstraction de leurs modalités zonales. Nous pensons que l'aide apportée par la gélifraction et les effets de l'isostasie, permettent justement aux actions littorales d'agir avec une vitesse considérablement accrue.

1.3.2 - Surfaces étagées d'érosion subaérienne pour les plus élevées et d'érosion marine pour les plus basses.

En interprétant de cette façon les plateformes étagées des îles Shetland du Sud, en Antarctique, John et Sugden (1971) nient en quelque sorte l'existence d'un strandflat en tant que forme zonale pour cette région. Ils rejettent en particulier l'action des glaciers (Holtedahl, 1929) en tirant argument du fait qu'il est impossible d'imaginer comment la glace aurait pu éroder dans la roche des surfaces disposées parallèlement au littoral. Décrivant toute une série de plages soulevées, jusqu'à 275 m d'altitude, ils distinguent deux séries séparées par une phase glaciaire. L'île a connu deux glaciations dont la plus ancienne est la principale. Les deux peuvent dater du Pléistocène. Les surfaces comprises entre 275 m et 55 m sont antérieures à la seconde glaciation, donc interglaciaires ; elles ont été soulevées tectoniquement. Celles qui sont comprises entre 54 m et le niveau actuel de la mer sont postglaciaires et soulevées isostatiquement. Alors que les plus hautes surfaces seraient dues à l'érosion subaérienne, celles qui sont situées en-dessous de 120 m peuvent être le résultat d'une érosion marine "normale". Les auteurs font remarquer qu'actuellement, bien que les côtes ne soient libres de glaces que pendant six mois, l'efficacité de l'érosion mécanique des vagues peut y être très grande, vu la force et l'ampleur des grandes houles australes.

Cette interprétation, qui élimine l'influence tant des glaciers que de la gélivation ou de tout autre facteur lié au froid, est peut-être correcte en ce qui concerne le Shetland du Sud, mais nous avons décrit au Spitsberg des falaises de gélivation littorale dont les processus d'évolution nous paraissent essentiels pour expliquer le développement des plateformes.

1.4 - Hypothèses glaciologiques

1.4.1 - Aplanissement par l'extension des glaciers de piémont

Quand Olaf Holtedahl (1929) reprend, après l'article fondamental de Nansen (1922), la discussion sur le strandflat, c'est parce qu'après ses observations en Antarctique, il estime qu'il faut, plus que ne l'avait fait Nansen, prendre en considération l'action érosive glaciaire. Il pense que le strandflat fut aplani par les glaciers de piémont. Des langues de glace d'origine continentale se sont étalées au pied des montagnes, érodant les roches et façonnant une plateforme d'aplanissement littorale.

Au Spitsberg, l' opposition des caractères glaciaires sur les deux rives du Forlandsund fournit un exemple qui pourrait dans une certaine mesure, illustrer l'hypothèse de Holtedahl.

- Sur la rive du détroit qui appartient à l'Ile du Prince Charles, les glaciers s'écoulent presque tous jusqu'à la mer ; les lagunes s'élargissent au pied des montagnes et se rejoignent en un glacier de piémont presque continu.

- Sur la rive d'en face (Terre d'Oscar II), devant de courtes langues glaciaires, s'étalent des strandflats (Sarsöyra, Kaffiöyra) qui, vu leur position, pourraient être des surfaces aplanies par l'extension terminale d'anciens glaciers de piémont aujourd'hui en retrait, et qui présentèrent la même disposition que ceux de l'Ile du Prince Charles à une période plus froide. Mais on a constaté que le modelé de ces strandflats était typiquement littoral. Olaf Holtedahl, lui-même, avait vu

une certaine objection à sa théorie, dans l'exemple de Dandmannsöyra où la régularité remarquable et la couverture de matériel meuble lui semblaient explicables seulement par l'abrasion marine assistée par les processus de gel et dégel.

Nous pensons que cet exemple qui, en fait, est caractéristique des strandflats du Spitsberg, illustre bien les objections qu'on peut faire à l'hypothèse de O. Holtedahl :

- L'action glaciaire ne saurait être tenue pour responsable de l'aplanissement final remarquable.

- Mais a-t'elle préparé cet aplanissement ?

Pour l'admettre, il faudrait être sûr que des glaciers situés près de la côte ont effectué une action d'érosion latérale, et non pas seulement de creusement localisé dans les vallées. Pour Ahlmann (1933), il paraît inconcevable que des glaciers, de quelque type qu'ils soient, puissent, seuls, façonner un strandflat.

1.4.2 - Recoupement des glaciers de cirque

Dahl (1946) pense que l'inlandsis n'a pas recouvert toutes les régions littorales norvégiennes car l'épaisseur de la glace s'y trouvait réduite du fait d'un éboulement rapide provoqué par la proximité du talus continental. Dans ces conditions, la glaciation est une glaciation de cirques. Une surface d'aplanissement finit par se former à la suite du recoupement des cirques s'élargissant de plus en plus. C'est ainsi que se formerait le strandflat. Et, comme le processus peut se répéter au cours de glaciations successives, un strandflat de grande taille pourrait se mettre en place.

A l'appui de son hypothèse, Dahl fait allusion à certaines régions de l'Antarctique qui échappent actuellement à la glaciation générale et où il a constaté une morphologie de cirques établie jusqu'au niveau de la mer.

Au Spitsberg, on ne peut qu'être frappé par le paysage des cirques glaciaires avec leurs crêtes aigües et les "horns" de confluence (exemple : péninsule de Brögger). D'autre part, il est possible que,

même pendant les phases de maximum glaciaire, l'englacement n'ait pas été très puissant près de la côte. Alors que l'intérieur était couvert d'un inlandsis épais, les régions côtières n'étaient soumises qu'à une glaciation de cirques et de glaciers de vallées. Dans un cas précis (Dansköya et Amsterdämoya), Liestöl (1972) a supposé qu'entre des zones déglacées, les glaciers s'écoulaient dans des vallées. Nous avons confirmé cette hypothèse par la découverte à 234 m d'une plage soulevée que nous attribuons à une période interglaciaire.

Il est possible que pendant les périodes glaciaires, le recoupement des glaciers de cirque ait préparé l'aplanissement de la zone côtière. Mais la preuve n'est pas faite que sur cette zone côtière les glaciers de cirque se soient recoupés systématiquement jusqu'à l'aplanissement.

Pour Dahl, la condition nécessaire pour atteindre l'aplanissement est que l'activité des glaciers de cirque se poursuive jusqu'au niveau de la mer de l'époque envisagée. Et il pense que cette activité fut intense le long de la côte Ouest du Spitsberg où l'enneigement important était un facteur favorable alors qu'elle décroissait vers le Nord et le Nord-Est, plus secs.

Nous pouvons objecter que le plus beau strandflat, Reinsdynflya (nous ne l'avons étudié que sur photographies aériennes) se trouve justement au Nord-Est ; et que l'on ne voit pas toujours le rapport des strandflats avec une possibilité de glaciation de cirques - exemple : Forlandsletta.

Appliquées au Spitsberg, les hypothèses de O. Holtedahl et de Dahl ne semblent se distinguer que par des différences mineures. En effet nous ne voyons pas d'opposition entre ces glaciers de piémont au lobe aval très restreint et ces glaciers de cirque qui débordent hors de la montagne jusqu'au niveau de la mer.

1.4.3 - Erosion par une "barrière de glace"

Une plateforme de glace, comparable à l'actuelle barrière de Ross, pourrait aplanir un strandflat (Tietze, 1962) sous l'effet de

deux types de processus :

- gélivation sous la banquise au niveau des basses mers ou un peu au-dessous. Les radeaux de glace, quand la banquise est en voie de démantèlement, provoqueraient le détachement de blocs de roches préparés par la gélifraction.

- abrasion par les glaces flottantes.

Nous pensons avoir montré que l'abrasion par les glaces flottantes était pratiquement inexistante au Spitsberg. Il est vrai qu'il n'y a pas actuellement d'ice shelf, type Ross, au Spitsberg. Les glaces peuvent, tout au plus, imprimer des marques superficielles sur les fonds vaseux. Elles sont donc totalement inaptes à aplanir une plateforme. D'autre part, la banquise proprement dite, qui se soulève et s'abaisse au rythme de la marée, est séparée du littoral par un pied de glace fixe, posé sur la plage et dont le rôle est surtout protecteur. Elle est donc sans effet sur le littoral. Contribue-t'elle à former les plateformes sous-marines ? Nous avons rejeté cette hypothèse en raison de la faible épaisseur de la banquise (2 m) par rapport à celle des différentes plateformes (- 5 m, - 10 m, - 20 m, - 25 m, et même - 50 m). Et nous pensons que des facteurs que nous ne voyons pas en action actuellement ne peuvent pas être retenus pour expliquer des formes fossiles, même si on admet que les conditions d'alors pouvaient être quelque peu différentes de celles d'aujourd'hui.

1.4.4 - Une hypothèse glaciologique extrême

C'est celle de Araya et Hervé (1966) qui pensent que les plateformes sont des surfaces d'érosion élaborées sous la calotte glaciaire. L'étagement serait dû à des différences d'épaisseur de la glace. Il semble qu'au Spitsberg, rien ne permette de retenir une telle théorie.

1.5 - Origine liée à une association de processus

Plusieurs auteurs, même parmi ceux qui insistent le plus sur la prédominance d'un type de processus, associent l'action marine à d'autres facteurs.

1.5.1 - Erosion subaérienne et abrasion marine

Ström (1948) pense que le strandflat norvégien s'est façonné au Tertiaire par érosion subaérienne, mais qu'au cours du Pléistocène l'abrasion marine a pu parachever son modelé. La dissection du strandflat en nombreuses petites îles et écueils en serait le résultat et, si ce caractère n'existe pas au Spitsberg, c'est parce que la glaciation y a été plus prolongée et le relèvement post-glaciaire plus rapide. La mer n'aurait donc pas eu le temps de mener à bien ce travail d'affouillement qui aboutit à la formation d'un jardin d'écueils.

1.5.2 - Erosion marine et raclage par la glace

Pour A.M. Hansen (1894 et 1898), le strandflat a été formé pendant la dernière période de la première grande glaciation, en partie grâce à l'érosion par les vagues, en partie par le raclage de la glace de dérive le long du littoral. Les larges strandflats sont ceux qui ont subi ces effets à plusieurs reprises.

1.5.3 - Abrasion marine et action du gel

On peut estimer que les deux processus sont d'importance égale ou bien que l'un l'emporte sur l'autre. Pour la plupart des auteurs c'est l'action du gel-dégel, avec la cryoclastie qui en résulte, qui est le processus principal.

C'est la position de Nansen et son étude sur le strandflat (1922) reste l'ouvrage fondamental de référence en ce domaine. Nansen estime que l'érosion par les vagues se combine à la désagrégation par

le gel pour aplanir la zone côtière. L'action marine est secondaire et celle des alternances de gel et de dégel considérée comme principale. Quand le climat est assez froid, par exemple avant et après chaque phase glaciaire, les conditions deviennent optimales pour une attaque du rivage par le gel aidé par l'action des vagues. Chaque période interglaciaire peut comporter une phase froide favorable à ces processus.

Le strandflat a donc pu se façonner pendant les périodes interglaciaires, et à chaque période glaciaire suivante, être exposé à une action des glaces qui en modifie la surface. Au moment de la fonte des glaces, la cryoclastie reprend son rôle prépondérant.

Pour Nansen, l'érosion glaciaire n'a pas effectué d'aplanissement et n'a joué qu'un rôle indirect. Les langues glaciaires, en creusant les fjords, en disséquent la côte en péninsules, ont facilité l'attaque ultérieure par la mer de la côte ainsi découpée. Nansen montre d'ailleurs que l'aplanissement du strandflat est postérieur au creusement des fjords puisqu'il se poursuit sous forme de banquettes le long de ceux-ci.

Il a aussi pensé que l'effet d'érosion littorale par le pied de glace était de la plus grande importance sur les côtes rocheuses. Celui-ci favorise la désagrégation des roches ; la mer déblaye ensuite et entraîne les débris.

Feyling-Hanssen (1953)rejoint cette interprétation quand il montre que les alternances fréquentes de gel et de dégel qui se produisent dans la roche au niveau du pied de glace, facilitent l'érosion des falaises.

1.5.4 - Une conjugaison de tous les processus

Hans Holtedahl (1960) n'a guère fait de choix parmi les processus possibles. Bien qu'il souligne l'importance des actions du gel, il considère que le strandflat a été aplani par les processus les plus variés : érosion subaérienne, abrasion marine, sapement et érosion glaciaires. Ces processus variés, associés à de grandes variations du niveau de la mer pendant le Pléistocène, ont facilité la formation de vastes strandflats et contribué aussi à leur grande diversité.

2 - LES PROCESSUS D'ELABORATION DU STRANDFLAT AU SPITSBERG D'APRES NOS OBSERVATIONS

Il est étrange de constater que plusieurs auteurs ont négligé deux remarques élémentaires sur lesquelles devraient s'appuyer tous les raisonnements :

- Le strandflat est une forme d'aplanissement côtier.
- Il n'existe que dans les zones froides ou ayant subi une glaciation et doit donc être lié, sous une forme ou sous une autre, à des processus en rapport avec le froid.

Nous pensons que les actions autres que littorales et en rapport avec le froid sont d'importance secondaire.

2.1 - Les processus qui ont pu préparer l'élaboration du strandflat

2.1.1 - Un aplanissement côtier antérieur au Quaternaire ?

Dans l'état actuel des connaissances on ne peut ni infirmer ni confirmer l'existence d'une surface de piémont qui aurait pu être élaborée, par exemple à l'époque tertiaire.

Il est possible qu'un aplanissement côtier ait été façonné par des processus azonaux avant le Pléistocène mais on peut comprendre et expliquer le strandflat sans faire appel à un tel aplanissement initial.

Si l'on considère la vaste étendue de certains strandflats, on est tenté de penser que de tels aplanissements ont nécessité un temps assez long pour se développer et que, par conséquent, leur forme actuelle ne présente que la retouche finale apportée à d'anciennes surfaces. Mais, d'une part, un tel raisonnement ne repose sur aucune base précise et d'autre part dans certaines conditions de gélifraction, nous croyons qu'une plateforme littorale peut se développer rapidement et que le relèvement isostatique contribue à lui donner de l'extension.

2.1.2 - L'érosion glaciaire

Les glaciers ont peut-être exercé une certaine influence dans l'élaboration du strandflat, mais ils n'ont eu qu'une action préalable et non essentielle.

Des strandflats bien développés comme Diesetsletta (Ouest du Cap Mitra) et Aberdeenflya (Nord-Est de l'île du Prince Charles), dont l'arrière-pays est actuellement dépourvu de glaciers, ont pu connaître une ancienne glaciation de cirques. Quand des glaciers de cirque descendent jusqu'au niveau de la mer et qu'ils sont proches les uns des autres, les crêtes de séparation finissent par disparaître. En effet, une érosion très active se produirait sur les parois rocheuses sous l'effet des alternances du gel et du dégel au niveau de la rimaye. Le résultat, après la fonte des glaciers, serait une sorte de strandflat en contact brusque avec la montagne, mais ce ne peut être une forme ni très large ni très régulière.

Cependant, il est possible que, lorsque le strandflat était façonné à son niveau supérieur (une centaine de mètres actuellement), le recoupement de glaciers de cirques ait préparé l'aplanissement ultérieur par les actions marines.

Mais ce recoupement des glaciers de cirques, s'il a été un élément favorable dans certains cas, ne saurait tenir lieu d'explication générale de l'origine du strandflat.

L'extension au pied de la montagne de langues de glaciers de piémont a pu aussi, dans certains cas, jouer un rôle indirect. Les glaciers Love, au Nord-Est de la péninsule de Brögger, les glaciers qui s'arrêtent actuellement au rebord interne des strandflats de Sarsöyra et de Kaffiöyra ont pu déborder hors de la montagne et former des lobes de glacier de piémont érodant une surface à la base de cette montagne. Mais aucune trace n'a subsisté d'une telle extension, qui, si elle s'est produite, n'a eu comme rôle que de favoriser l'érosion marine ultérieure.

Ainsi, certains strandflats ont pu être préparés par l'érosion

glaciaire. La situation des strandflats les mieux développés de l'Isfjord constituent une présomption en faveur de cette hypothèse. Erdmanflya est situé entre les glaciers Esmark et Nansen, prolongés par des fjords ; Bohemanflya est dans une situation similaire entre le Borebre et le Wahlenbergbre. Des variations en largeur de ces glaciers au débouché de la montagne auraient pu préparer l'aplanissement des strandflats mais nous n'avons pas observé de traces glaciaires à l'exception de celles qui apparaissent à proximité des glaciers actuels et qui datent du maximum holocène. Si l'érosion glaciaire a contribué à l'aplanissement du strandflat, ce ne fut qu'une aide préalable et localisée apportée aux actions futures de la mer.

2.2 - Le rôle des facteurs secondaires

Nous considérons comme secondaire le rôle de l'influence de la nature de la roche sur le développement du strandflat. Les roches très variées de l'Hecla Hoek sont aplanies indépendamment de leur nature ; le passage d'une roche à l'autre ne se manifeste pas dans la topographie d'ensemble. Pourtant, dans le modelé de détail, certaines inégalités sont en rapport avec la lithologie.

Par exemple, sur la plateforme de Svartfjellstranda, les schistes sont bien aplanis, alors que les écueils qui se dressent au-dessus de celle-ci correspondent aux barres de quartzite. Sur la plateforme de Sarsöyra, le secteur des roches de l'Hecla Hoek présente le même type de topographie à écueils alors que l'affleurement des roches tertiaires est parfaitement aplani. Ce qui suggère que, dans le Nord de l'Ile du Prince Charles, la dissymétrie entre un strandflat étroit à l'Ouest et un strandflat bien développé sur la face Est (Aberdeenflya), pourtant relativement moins exposée aux attaques de la mer, s'expliquerait par une érosion différentielle plus encore que par la présence hypothétique d'anciens glaciers de cirque. L'aplanissement y occupe une place considérable parce que les roches tertiaires, largement représentées, s'y prêtaient bien.

Des nuances s'observent en ce qui concerne l'aptitude à l'aplanissement des différentes roches. Ce n'est pas tellement leur dureté relative qui est en cause, mais bien plutôt leurs réactions au gel.

Nous avons constaté que dans les marbres (Blomstrand et Björvigfjellet) le strandflat restait atrophié. L'aplanissement se développe mal également dans les granites (région du Nord-Ouest).

2.3 - Le rôle essentiel de la gélifraction

Plusieurs processus en action au Spitsberg sont liés à la notion de froid. Mais nous avons vu que certains ont un rôle négligeable ou même nul sur le littoral ; les icebergs n'ont aucune action à la côte et ne façonnent que des microformes d'érosion sur les fonds sous-marins meubles. La banquise joue un rôle essentiellement protecteur et donc, au total, l'action des glaces de dérive est pratiquement nulle.

Le pied de glace est plus intéressant. Quand il est posé sur une plage de pied de falaise ou sur un cordon littoral son rôle est essentiellement protecteur ; mais quand il est suspendu, amarré à une falaise plongeante il est responsable du creusement d'un visor et peut favoriser l'effondrement de blocs.

L'action essentielle est celle de la gélifraction. Nous avons montré que les falaises reculaient avec une rapidité extraordinaire en période de dégel, quand les blocs attaqués par la cryoclastie hivernale se trouvent libérés par la fonte. Le processus est particulièrement actif au niveau des couloirs de neige qui entretiennent l'humidité.

Le recul de la falaise par gélifraction dégage à son pied une plateforme qui peut se développer rapidement parce que la mer, libre de glaces pendant 5 à 6 mois, entraîne les débris et ravive ainsi la coupe, la préparant à une nouvelle attaque de la cryoclastie.

L'action de la mer contribue donc à accentuer la rapidité des effets du processus et nous appellerons la plateforme ainsi créée : plateforme littorale de gélivation.

La formation d'une telle plateforme n'exige pas une érosion marine mécanique particulièrement violente. La preuve en est donnée par la présence de banquettes de strandflats le long de rives abritées des fjords. Cependant, pour que de larges strandflats se développent, il est nécessaire qu'il y ait conjointement gélifraction et érosion marine.

2.4 - Le rôle primordial de la mer

Nous avons souvent souligné que les strandflats les mieux développés sont situés au niveau des caps, c'est-à-dire dans les secteurs les plus exposés à l'action des vagues (Cap Mitra, Cap Guissez, Kvadehuk, Nord et Sud de l'Ile du Prince Charles, Daudmannsöyra...).

Par ailleurs, nous avons montré que l'action de la mer au Spitsberg est actuellement assez puissante, malgré le temps mort de la banquise hivernale pour empiler d'imposants cordons de galets fort bien émoussés. Nous pensons avoir fait la preuve de l'importance de l'évolution estivale qui l'emporte très nettement dans le bilan des forces qui mettent en place les formes d'accumulation. L'îlot de Moffen, isolé en mer, au Nord du 80e parallèle est un témoignage frappant de l'efficacité des actions marines même dans une région où elles sont extrêmement limitées dans le temps, puisque la banquise n'y dégèle pas tous les ans.

Nous avons étudié cet îlot sur photographie aérienne et constaté qu'il est formé d'une magnifique plage marine circulaire. Cet anneau enserre une lagune. Des pointements rocheux ont fixé à l'origine cette forme d'accumulation qui s'étend dans le secteur d'abri des houles dominantes du Nord.

Les plateformes qui s'élaborent actuellement au pied des falaises vives attaquées par la gélifraction, sont des formes d'abrasion aussi bien que d'accumulation. Cette surface littorale s'enfonce doucement sous l'eau avec ses bancs rocheux, parfaitement arasés, séparés par des accumulations de sables et de galets. Il n'y a pas lieu de penser que les plateformes et les plages soulevées ont une origine différente ; leur morphologie est semblable et elles sont limitées bien souvent sur

eur bord interne par une falaise morte, ce qui accentue encore la ressemblance avec les formes actuelles. Le relèvement isostatique est responsable de l'étagement des niveaux.

Ainsi, le strandflat est un ensemble de plateformes étagées, d'érosion et d'accumulation littorales, qui se développent rapidement grâce à l'intensité de la gélifraction et qui peuvent atteindre une grande largeur par le jeu du relèvement isostatique.

3 - LA MISE EN PLACE DES NIVEAUX DU STRANDFLAT

3.1 - Le strandflat est postglaciaire

Sur le croquis d'interprétation de la formation du strandflat au Spitsberg (fig. 15-1), nous envisageons la mise en place des niveaux à partir d'un versant dit "initial". Il n'est pas impossible que ce versant "initial" ait été dégagé à flanc de montagne par une érosion subaérienne tertiaire ou une érosion glaciaire quaternaire. Mais cette hypothèse, non vérifiée, n'est pas indispensable. Le strandflat dans sa forme finale est récent. Les datations sont venues confirmer ce que l'aspect de fraicheur des plages soulevées laissait prévoir. Le strandflat est postglaciaire ; il a moins de 12 000 ans.

La dernière grande glaciation, celle du Würm, pendant laquelle les fjords étaient remplis de glace (la preuve en est faite pour les régions du Nord-Ouest par l'existence de moraines frontales sous-marines), est antérieure à la formation du strandflat. Celui-ci pénètre sous forme de banquettes le long des fjords qui étaient donc formés avant lui et qui n'ont plus servi ensuite d'émissaires glaciaires, sinon les banquettes auraient été effacées. Les réavancées glaciaires holocènes n'ont perturbé que des secteurs limités ; elles n'ont pas contribué à la formation du strandflat.

I - Premier stade : FIN DE L'EPOQUE GLACIAIRE (vers 12 000 B.P.)

Fonte des glaces. Remontée eustatique. Au cours de la transgression, formation d'une série de plateformes (le nombre de niveaux est indéterminé). Plateformes dégagées par action conjointe de la gélivation et de la mer.

II - Deuxième stade : TARDIGLACIAIRE FROID ET POSTGLACIAIRE TEMPERE

Le relèvement isostatique l'emporte sur la remontée eustatique. Mise en place de quelques niveaux élevés à flanc de montagne.

III - Troisième stade : POSTGLACIAIRE CHAUD

Vitesse atténuée du relèvement isostatique. Large développement des strandflats. Possibilité de transgressions temporaires.

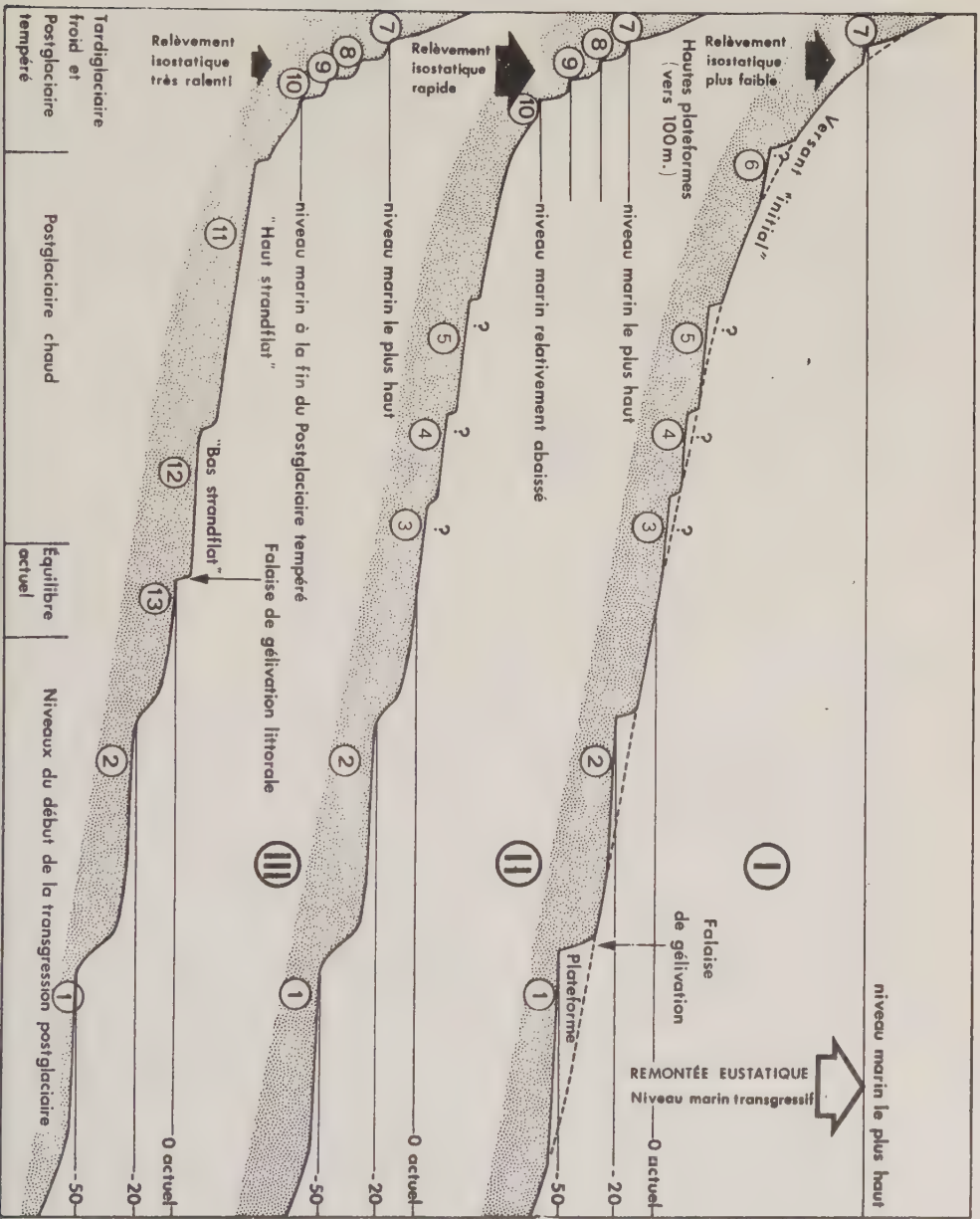


Fig. 15-1 - Essai de schéma théorique montrant la mise en place des différents niveaux du strandflat.

Cependant le strandflat a vraisemblablement subi une certaine préfiguration pendant les périodes interglaciaires. En effet, par la présence, dans la région du Nord-Ouest, à la fois de moraines frontales sous-marines et d'un niveau de plage soulevée à 234 m, la preuve est faite que certaines régions sont restées libres de glace pendant un maximum glaciaire. Or ces régions avaient subi un façonnement marin qui n'a pu être acquis que pendant un épisode interglaciaire. Rien alors n'empêche de supposer que les niveaux inférieurs étaient aussi déjà façonnés en plateformes littorales. Et, si cela était, le strandflat postglaciaire pourrait réoccuper et remodeler des niveaux interglaciaires. Il serait donc postglaciaire dans sa phase de formation finale, mais déjà préparé pendant les interglaciaires selon les mêmes processus d'érosion littorale activée par la gélifraction.

3.2 - Le problème des plateformes sous-marines

La présence de plateformes immergées représente une complication supplémentaire dans la compréhension de l'agencement des niveaux étagés.

Nous avons la preuve qu'au moins une de ces plateformes est une forme littorale submergée : c'est à 15-20 m de profondeur, la plage à galets du Forlandsund qui est la réplique sous-marine du cordon de galets de Richard Laguna. Il faut admettre qu'il y a eu un épisode pendant lequel le niveau marin était relativement plus bas que l'actuel. Le littoral s'est trouvé certainement au niveau - 20 m et peut-être au niveau - 50 m si c'est une véritable plateforme littorale immergée que nous avons observée à une telle profondeur dans le Kongsfjord. Confirmation est apportée à cette hypothèse d'un niveau marin inférieur à l'actuel par la présence de gros blocs, analogues à ceux qui tapissent les versants montagneux, sur le strandflat sous-marin dans les îles du Nord-Ouest. On peut penser que ces blocs de solifluxion n'ont pu se mettre en place que si la plateforme, actuellement sous-marine, se trouvait en position littorale.

Les plateformes sous-marines n'ont guère été étudiées de façon approfondie par les auteurs. Elles ne doivent pas cependant représenter un phénomène exceptionnel. John et Sugden (1971) signalent que, dans les îles Shetland du Sud, aux plages soulevées jusqu'à 275 m sont associées des plateformes immergées jusqu'à - 110 m ; mais ils n'ont pas fait l'étude précise de ces dernières.

La régression relative et le niveau marin le plus bas correspondent à la fin du dernier maximum glaciaire (Würm). Liestöl (1970) pense que dans le Nord-Ouest du Spitsberg le niveau marin pouvait alors se trouver à une centaine de mètres sous l'actuel.

Deux explications peuvent rendre compte de l'étagement des niveaux sous-marins :

- ou bien ce sont des plateformes littorales élaborées au cours de la régression et, dans ce cas, les plus profondes sont relativement les plus récentes ;

- ou bien ce sont des plateformes littorales élaborées à partir du plus bas niveau, le plus ancien, et étagées dans un sens transgressif.

Dans les deux cas le mouvement se produit par saccades, avec des temps de ralentissement, permettant l'élaboration de ces plateformes successives. Dans le premier cas, l'avancée glaciaire étant associée à la baisse du niveau de la mer, on peut supposer que les plateformes créées par une mer régressive, seront perturbées par l'invasion de la glace et ne présenteront pas cette fraîcheur de formes que nous avons observée sur la plateforme de - 15, - 20 m du Forlandsund.

C'est pourquoi nous adopterons la deuxième hypothèse, à savoir que <u>les niveaux se sont mis en place dans un sens transgressif</u>, en partant du plus bas niveau de la mer et en remontant sur le versant initial jusqu'au plus haut niveau de la mer qui a immédiatement suivi la fonte des glaces.

Quand le climat s'améliore, au début de l'époque holocène, la mer réagit beaucoup plus vite que la terre. Dans un premier temps, la remontée eustatique l'emporte sur le relèvement isostatique. C'est

au cours de cette transgression qu'ont dû se former les strandflats actuellement sous-marins. Toute une série de plateformes a pu ainsi se mettre en place, en partant de la plus basse vers la plus élevée, sur le versant initial. Seules se sont conservées celles qui se trouvent sous le niveau marin actuel. Les autres ont été reprises dans un façonnement ultérieur. On peut évidemment se poser le problème de savoir pourquoi les plateformes actuellement submergées se sont si bien conservées, pourquoi elles n'ont pas été remblayées au cours de la transgression ? Il est possible que la majorité d'entre elles l'aient été et que celles que nous avons étudiées en plongée représentent des cas de conservation exceptionnels. On peut supposer par exemple que les courants dans le Forlandsund ont contrarié le remblaiement glacio-marin ultérieur de la plage sous-marine.

3.3 - Un essai de schéma théorique montrant la mise en place des différents niveaux du strandflat (fig. 15-1)

1er stade : Le niveau de la mer est au plus bas (100 m sous l'actuel ?) à la fin de l'époque glaciaire (vers 12 000). La remontée de la mer débute dès la fonte des glaces de la période postglaciaire et, dans un premier stade, cette remontée eustatique l'emporte sur le relèvement isostatique du continent. Le rythme de la remontée n'est pas uniforme, mais saccadé. Pendant les périodes de stabilisation relative du niveau marin transgressif, des plateformes littorales de gélivation sont façonnées. Une succession de niveaux se met en place, les plus bas étant les plus anciens.

2e stade : La mer a atteint son niveau relatif le plus élevé. La remontée eustatique ne s'arrête pas pour autant, mais, désormais, dans le bilan des deux mouvements, c'est le relèvement isostatique qui l'emporte. Le relèvement est d'abord très rapide et les niveaux élevés (vers 100 m) se mettent en place à flanc de montagne. Ce sont des plateformes littorales de gélivation correspondant à des niveaux marins suc-

cessifs et de plus en plus abaissés relativement. Elles sont étroites car le niveau marin est en voie d'abaissement relatif rapide. Ce stade correspond au Tardiglaciaire froid et au Postglaciaire tempéré.

3e stade : Une coupure dans le rythme de relèvement se situe au début du Postglaciaire chaud. Désormais la vitesse de relèvement s'atténue de plus en plus, et de larges plateformes littorales ont le temps de se mettre en place. C'est la période de développement optimal du strandflat. Avec cette faible vitesse de relèvement il devient possible à la remontée eustatique de rattraper momentanément le relèvement isostatique et de provoquer ainsi un équilibre du littoral favorable à la mise en place des traits majeurs du relief : lignes maîtresses des cordons anciens, falaises mortes. Ces traits majeurs, situés un peu partout à 15-20 m, pourraient correspondre à une telle phase d'équilibre.

Il est même possible que, momentanément, la remontée eustatique l'ait emporté sur le relèvement isostatique, créant ainsi une transgression passagère, à l'occasion de l'optimum climatique de 5 000 BP par exemple. Il y eut peut-être d'autres transgressions. Le résultat est que certaines plateformes peuvent être modelées à plusieurs reprises.

Actuellement, le niveau relatif de la mer semble à peu près stabilisé. Les plateformes actuellement sous-marines sont les anciens niveaux conservés de la mer transgressive. Elles seront elles aussi reprises dans des plateformes littorales nouvelles, si le relèvement isostatique continue à l'emporter.

CONCLUSION GENERALE

Nous nous sommes efforcée, dans la première partie, de replacer les régions étudiées dans un environnement climatique et structural. Le climat se caractérise par l'alternance de deux saisons très contrastées : l'hiver, saison de la nuit polaire, du gel, et de la banquise emprisonnant les côtes et l'été pendant lequel dominent les influences adoucissantes du courant Nord-Atlantique ; le dégel y est rapide et continu, sans phénomènes de regel temporaire. Ces conditions climatiques sont à l'origine des particularités de la morphologie littorale et prélittorale au Spitsberg.

Les études géologiques étant déjà fort nombreuses, nous n'avons défini les grandes lignes de la structure que dans la mesure où elles se révélaient utiles à la compréhension du paysage côtier.

La zone littorale et prélittorale doit ses caractères les plus originaux à la présence et à l'action des glaciers, c'est pourquoi, sans prétendre à une étude exhaustive de ceux-ci, nous avons essayé de caractériser le paysage glaciaire. La présence de glaciers à front marin crée un type de littoral de glace tout à fait spécial. Par ailleurs, les glaciers à front continental ont, du fait de leur retrait, abandonné au domaine littoral, une zone où viennent interférer processus glaciaires, fluvio-glaciaires, périglaciaires et marins.

Nous avons jugé utile de procéder, dans une deuxième partie, à la description détaillée des paysages littoraux. Dans une région telle que le Spitsberg, la recherche prend souvent la forme d'une exploration conditionnée par des problèmes d'ordre matériel. C'est dire que nous sommes consciente des lacunes de notre investigation. Les conditions mêmes de travail sur le terrain ont déterminé des inégalités dans le développement, certains secteurs étant mieux étudiés que d'autres. Nous n'avons pas cherché à rétablir dans l'exposé un équilibre entre les régions. Nous avons préféré rapporter fidèlement les observations qui nous permettront d'appréhender les différents processus en action.

La troisième partie est consacrée à l'étude des processus d'évolution du littoral. Nous aurions souhaité réaliser une étude plus précise et plus quantitative, mais nous n'en avons pas eu les moyens. Le bilan que nous avons dressé de la part des processus périglaciaires et des processus de type azonal dans l'évolution des formes littorales reste donc une entreprise subjective. Cependant, nous avons apporté des preuves à certaines conclusions. L'observation des icebergs en plongée a montré leur faible action érosive, limitée au creusement de microformes dans les fonds meubles. La banquise a également un rôle érosif négligeable. Le pied de glace, excepté dans le cas des falaises plongeantes où il favorise l'érosion, joue surtout un rôle de protection ou de perturbation éphémère de la plage. Le facteur le plus efficace d'évolution du littoral est l'action du gel sur les falaises rocheuses. Malgré la pénurie de chiffres nous avons pu montrer que ces falaises reculent rapidement sous l'action conjointe de la désagrégation par le gel et du transport des débris par la mer. La rapidité d'évolution de ces "falaises de gélivation littorale" est un élément essentiel pour comprendre la formation des strandflats. Il ne faut pas sous-estimer l'action de la mer qui, malgré un temps d'activité limité à la saison d'été, est capable de construire de puissants cordons et de façonner parfaitement les galets.

Dans la quatrième partie, nous envisageons l'étude sous-marine des fjords et des plateformes. Grâce aux sondages à l'écho-sondeur, nous avons obtenu de nombreux profils de fjords qui montrent toute la variété que peuvent présenter les profils transversaux des vallées glaciaires dont la forme en auge n'est qu'un aspect parmi d'autres. L'étude de ces profils nous conduit à la conclusion que l'origine des fjords est complexe. Les influences tectoniques, lithologiques, glaciaires, peuvent se trouver associées.

Les plateformes immergées furent par excellence notre domaine. Dragages et plongées s'y multiplièrent. Les résultats les plus intéressants sont, d'une part, l'observation de plateformes rocheuses arasées et recou

vertes partiellement de sable et de galets, d'autre part la découverte de cordons de galets vers - 20 mètres qui prouve l'existence de littoraux submergés. Ceci est un élément de première importance dans la compréhension de la chronologie des niveaux du strandflat.

La cinquième partie représente la conclusion de nos recherches. Nous avons essayé de cerner les problèmes complexes de l'âge et de l'origine du strandflat au Svalbard. Nous sommes arrivée à la conclusion que les plages soulevées sont postglaciaires et que la majorité d'entre elles (de 0 à 40 mètres) appartiennent à la période postglaciaire chaude (2 400 à 9 400 B.P.). Quelques niveaux élevés (vers 100 mètres) datent du Tardiglaciaire froid et une plage à 234 mètres d'une période interglaciaire. Comme nous pensons avoir montré que le strandflat a l'âge des plages qui le surmontent, du moins dans son modelé final, l'élaboration du strandflat serait un phénomène récent. Un façonnement antérieur à la période postglaciaire, subaérien ou glaciaire, a pu intervenir mais cette hypothèse n'est pas indispensable. En effet, la gélivation littorale, aidée par une action marine efficace, est un processus puissant déterminant un recul rapide des falaises et le dégagement à leur pied de plateformes dont l'isostasie explique le large développement.

Nous ne prétendons pas avoir résolu le problème difficile du strandflat. Nous pensons au contraire que les situations sont tellement variées et le mécanisme de l'isostasie tellement complexe que l'on peut difficilement faire des rapprochements systématiques entre les diverses régions de la zone froide.

BIBLIOGRAPHIE

Pour les abréviations utilisées, se reporter à : "Liste des Périodiques analysés par le Bulletin signalétique, Sections 1 à 18 et de leurs abréviations, 1966, C.N.R.S.

AHLMANN H.W. : SON (1919). - Geomorphological studies in Norway. Geogr. Ann., I, p. 3-148, p. 193-252

AHLMANN H.W. : SON (1933). - Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931. Geogr. Ann., XV, 348 p. In 10 parts.
Introduction. Part. I, Cartography of the Coasts North East - Part. III, Cartography of the Inland - Part. IV, Geomorphology - Part. VIII, Glaciology - Part. X, Present glaciation.

AHLMANN H.W. : SON (1935 a). - Contribution to the physics of Glaciers. Geogr. J. LXXXVI, 2, p. 97-113.

AHLMANN H.W. : SON (1935 b). - Scientific Results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen expedition in 1934. Introduction. General Outline of the expedition. Part. I, stratification of the snow - Part. II, ablation measurement - Part. V, the Fourteenth of July Glacier. Geogr. Ann., XVII, 218 p.

AHLMANN H.W. : SON (1941). - Studies in North-East Greenland 1939-1940. Geogr. Ann., XXIII, p. 145-182.

AHLMANN H.W. : SON (1948). - Glaciological research on the North Atlantic Coasts. R. Geogr. Soc. Res. Ser. I.

AHLMANN H.W. : SON (1949). - The Contribution of Polar Expeditions to the science of glaciology. Polar Record, V, p. 324-331.

AHLMANN H.W. : SON (1953). - Glacier variations and climatic fluctuations. Amer. Geogr. Soc.

AHLMANN H.W. : SON (1954). - Glaciärer och klimat i Norden under de senaste tusentalen år. Norsk Geogr., T. XIII.

ANDERSON F.W. (1939). - Quaternary sea-levels in the Northern Hemisphere. Geol. Mag., LXXVI, 905, p. 489-493.

ANTEVS E. (1928). - The last glaciation. Amer. Geogr. Soc., Res. Serv., XVII.

ARAMBOURG C. (1952). - Eustatisme et Isostasie. C.R. Acad. Sci., CCXXXIV, p. 226-227.

ARAYA R. et HERVE F. (1966). - Estudio Geomorphologico y geologico an las islas Shetland del sur Antartica. Instituto Antartico Chileno, Publicacion nº 8, 76 p.

ATKINSON D.J. (1954). - The Geology of Prince Charles Foreland and adjacent parts of North-Western Spitsbergen. Ph. D. Thesis, Department of Geology, London, 277 p.

AUFFRET J.P. (1968). - Les sédiments du Plateau Continental à l'Est de Terre-Neuve et du Labrador Méridional. Thèse de Doctorat de 3e cycle, 147 p.

BADEN-POWELL D.F.W. (1939). - On Further Collections of Quaternary Fossils from Spitsbergen. Geol. Mag., LXXVI, 7.

BALCHIN W.G.V. (1941). - The raised features of Billejord and Sassenfjord, West Spitsbergen. Geogr. J., XCVII, 6, p. 364-376.

BARANOWSKI S. and SZERSZEN L. (1968). - Some properties of Sub-Fossil mineral and Organic deposits from the region of Werenskioldbreen, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960, Pol. Acad. of Sc., III I.G.Y., I.G.C. Committee, Warszawa, p. 239-247.

BARBAROUX L. (1966 a). - Contribution à l'Etude tectonique de la presqu'île de Brögger (Spitsberg). Bull. Soc. Géol. Fr., 7e série, VIII, p. 560-566.

BARBAROUX L. (1966 b). - De l'étude statistique des blocs erratiques. Rive Sud du Kongsfjord. Spitsberg. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 239-244.

BARBAROUX L. (1967 a). - Le Quaternaire de la péninsule de Brögger et régions voisines (Spitsberg occidental). Bull. de l'A.F.E.Q., IV, p. 281-292.

BARBAROUX L. (1967 b). - Etude géologique et sédimentologique de la presqu'île de Brögger (Baie du Roi, Vestspitsbergen). 185 p., 1 atlas, Nantes, thèse 3e cycle.

BARBAROUX L. (1968 a). - Superposition de styles tectoniques et virgation forcée au Vestspitsbergen (79º lat. N.). C.R. Acad. Sci., CCLXVI, p. 871-874.

BARBAROUX L. (1968 b). - Les sols géométriques triés de la Baie du Roi (Vestspitbergen). Bull. de l'A.F.E.Q., IV, p. 251-266.

BARBAROUX L. et BESSET Y. (1968). - Le Karst de Sarsöyra. Norois, LVII, p. 97-103.

BARR W. (1971). - Postglacial isostatic movement in Northeastern Devon island a reappraisal. Arctic, XXIV, p. 249-268.

BAYD L.A. (1936). - The coast of Northeast Greenland. Amer. Geogr. Soc., Special Publication nº 30.

BELLAIR P. (1971). - Déglaciation, glaciceustatisme, isostasie : les mers du Post Glaciaire canadien. Bull. de l'A.F.E.Q., 2, XXVII, p. 51-55.

BENTHAM R. (1937). - "The ice-foot". Appendix III in Shackleton Arctic Journeys. The story of the Oxford University Ellesmere Land Expedition 1934-35, London.

BERTHOIS L. (1949). - Remarques sur la statistique granulométrique dans l'étude des sables. Cahiers du C.R.E.O., 26 p.

BERTHOIS L. (1958). - Techniques de l'analyse granulométrique. E.P.H.E., Paris, Labo. de Géomorpho., Mém. nº 6, 76 p. et C.D.U., Paris, 64 p.

BERTHOIS L. (1966). - Hydrologie et sédimentologie dans le Kangerdlugssuak Fjord de la côte ouest du Groenland). C. R. Acad. Sci., CCVXII, p. 1400-1402.

BERTHOIS L. (1969). - "Océanographie sédimentologique". C.D.U., 329 p.

BERTOUILLE H. (1972). - Etude mathématique des phénomènes de thermoclastie et de cryoclastie. Centre Géomorphol., C.N.R.S. de Caen, XII, 40 p.

BIRD E.G. (1935). - Jan Mayen Island. Geogr. J., LXXXV, p. 553-557.

BIRKENMAJER K. (1958 a). - Preliminary report on the stratigraphy of the Hecla Hoek formation in Wedel-Jarlsberg Land, Vestspitsbergen. Bull. Acad Polon. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol. et Géogr., VI, 2, p. 143-150.

BIRKENMAJER K. (1958 b). - Preliminary report on the raised marine features in Hornsund, Vestspitsbergen. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol. et Géogr., VI, 2, p. 151-157.

BIRKENMAJER K. (1958 c). - Remarks on the pumice drift, land-uplift and the recent volcanic activity in the arctic basin. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol. et Géogr., VI, 8, p. 545-549.

BIRKENMAJER K. (1959 a). - Report on the Geological Investigations of the Hornsund Area, Vestspitsbergen, in 1958. I : The Hecla Hoek Formation. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol. et Géogr., VII, 2, p. 129-13

BIRKENMAJER K. (1959 b). - Report on the geological investigations of the Hornsund Area, Vestspitsbergen, in 1958. II : The postcaledonian succession. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Chim. Géol. et Géogr., VII, 3, p. 191-196.

BIRKENMAJER K. (1959 c). - Report on the geological investigations of the Hornsund area, Vestspitsbergen, in 1958. III : The Quaternary Geology. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol. et Géogr., VII, p. 197-202.

BIRKENMAJER K. (1960 a). - Geological Guide to the Excursion A 16 of the XXI International Geological Congress to Hornsund (Vestspitsbergen). Int. Geol. Congr., XXIe session, Norden, Oslo, p. 1-12.

BIRKENMAJER K. (1960 b). - Recent vertical movements of Spitsbergen. Int. Geol. Congr., XXIe session, Norden, Proc. Sect. 21, Copenhague, p. 281-294.

BIRKENMAJER K. (1960 c). - Raised marine features of the Hornsund area, Vestspitsbergen. Stud. Geol. Polon., V, p. 1-95.

BIRKENMAJER K. (1964). - Quaternary Geology of Treskelen, Hornsund, Vestspitsbergen. Stud. Geol. Polon., XI, p. 185-196.

BIRKENMAJER K. et BROW B.W. (1970). - Zn - enriched whale bones on raised marine terraces at Hornsund, Spitsbergen. Årbok 1969, Norsk Polarinstitutt, p. 44-54.

BIRKENMAJER K. et OLSSON I. (1970). - Radiocarbon dating of raised marine terraces at Hornsund, Spitsbergen, and the problem of land uplift. Årbok 1969, Norsk Polarinstitutt, p. 17-43.

BIROT P. (1968 a). - Les développements récents des théories de l'érosion glaciaire. Ann. Géogr., 419, p. 1-13.

BIROT P. (1968 b). - Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. Paris, C.D.U., 232 p.

BLACHE J. (1952). - La sculpture glaciaire. Rev. Géogr. Alpine, XL, p. 31-124.

BLACHE J. (1959). - Sur un réseau d'auges glaciaires. Rev. Géogr. Alpine, p. 289-292.

BLACHE J. (1960). - Les résultats de l'érosion glaciaire. Méditerranée, I, p. 5-31.

BLAKE W. (1961 a). - Russian settlement and land rise in Nordaustlandet, Spitsbergen. Arctic, XIV, p. 101-111.

BLAKE W. (1961 b). - Radiocarbon dating of raised beaches in Nordaustlandet, Spitsbergen. In Geology of the Arctic (Proc. 1st Intern. Symposium on Arctic geology, Calgary Alberta, January 1960). Univ. of Toronto Press, p. 133-145.

BLAKE W. (1970). - Studies of glacial history in Arctic Canada, I Pumice, radiocarbon dates and differential uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands. Canad. J. Earth Sci., VII, p. 634-664.

BLAKE W., OLSSON I.U. et ŚRODOŃ A. (1965). - A radiocarbon-dated peat deposit near Hornsund, Vestspitsbergen, and its bearing on the problem of land uplift. Årbok 1963, Norsk Polarinstitutt, p. 173-180.

BLACK R.F. (1963). - Les coins de glace en Alaska. Ann. Géogr., 391, p. 257.

BLACKLUND H. (1930). - Contributions to the Geology of Northeast Greenland. Medd. Grönland, LXXIV, 11.

BLOMSSTRAND C.W. (1864). - Geognostiska iakttagelser under en resatill Spetsbergen år 1861. Kgl Svenska Vetenskaps - Akad. Handlinger, Ny Följd, Stockholm, IV, 6, p. 1-46.

BLOOM A.L. (1967). - Pleistocene shorelines : a new test of Isostasy. Geol. Soc. Amer. Bull., LXXVIII, p. 1477-1494.

BÖRATYNSKI K. and OTHERS (1968). Preliminary Research on the fractional composition of soil humus from the Hornsund Area, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960, Pol. Acad. of Sc., III, I.G.Y./ I.G.C. Committee.Warszawa,p. 229-237.

BOULTON G.S. (1970 a). - On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. J. Glaciol., IX, 56, p. 213-229.

BOULTON G.S. (1970 b). - On the depositions of subglacial and melt-out tills at the margins of certain svalbard glaciers. J. Glaciol., IX, 56, p. 231-239.

BOURCART J. (1941). - Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. Bull. Soc. Géol. Fr., II, 5, p. 117-153.

BOYE M. (1950). - Glaciaire et Périglaciaire de l'Ata Sund Nord-oriental (Groenland). Paris, Hermann, Actualités Scientifiques et industrielles 1111, Expéditions Paul-Emile Victor, 176 p.

BOYE M. (1952). - Névés et érosion glaciaire. Rev. Géomorphol. Dynam., III, p. 20-36.

BRENNER T. (1939). - Veckade lerlager Från östra Finland. Terra, LI.

BRETZ J.H. (1935). - Physiographic Studies in East Greenland in "The Fjord Region of East Greenland by Louise A. Boyd". Amer. Geogr. Soc. Special pub., XVIII, p. 159-266.

BROCHU M. (1954). - Lacs d'érosion différentielle glaciaire sur le bouclier Canadien. Rev. Géomorphol. Dynam., VII, p. 274-279.

BROCHU M. (1957 a). - Dynamique actuelle de la glace sur les rives du Saint-Laurent (érosion et sédimentation) . C.R.A.S., t. 244, p. 2534-2536.

BROCHU M. (1957 b). - Movements of boulders and other sediments by ice on the tidal flats of the St Lawrence River . Ottawa, Can. Defence Research Bd., 8 p.

BROCHU M. (1960). - Dynamique et caractéristiques des glaces de dérive de l'estuaire et de la partie Nord-Est du golfe du Saint-Laurent, hiver 1957-1958 . Can. Dir. de la Géogr., Etude géogr. nº 24, p. 4-7.

BROCHU M. (1961). - Déplacements de blocs et d'autres sédiments par la glace sur les estrans du Saint-Laurent en amont de Québec . Ottawa, Et. Géogr. nº 30, 27 p.

BROCHU M. (1970). - Le processus de déglacement du fjord de Maricourt au Nouveau Québec : description et interprétation. Rev. Géogr. Alp., LVIII, 3, p. 537-554.

BROWN J. (1965). - Radiocarbon dating, Barrow, Alaska.Arctic, XVIII, 1, p. 37-48.

BRUNHES J. (1906-1907). - Erosion fluviale et érosion glaciaire. Rev. de Géogr. Annuelle, I, p. 281-308.

BUCHAN S.H., CHALLINOR A., HARLAND W.B. and PARKER J.E. (1965). - The triassic stratigraphy of Svalbard. Norsk Polarinstitutt Skr., CXXV.

BÜDEL J. (1948). -Die Klimamorphologischen zonen der Polarländer. Erdkunde, II, Bonn.

BÜDEL J. (1960). - Die frostschutt-zone Südost-Spitzbergens. Coll. Geogr., Bonn, VI, 105 p.

BÜDEL J. (1968). - Die junge landhebung Spitzbergens.Würzburgen geographische arbeiten, XXII, 1, 21 p.

CABIOCH J. (1970). - Le maërl des côtes de Bretagne et le problème de sa survie Penn Ar Bed, VII, 63, p. 421-429.

CAILLERE S. (1963). - Minéralogie des argiles. Masson, Paris, 355 p.

CAILLEUX A. (1963). - Géologie de l'Antarctique, S.E.D.E.S., 201 p.

d'

CAILLEUX A. et HAMELIN L.E. (1967). - "Périglaciaire actuel sur le littoral du Bic (Bas Saint Laurent)". Cah. Géogr. Québec, nº 23, p. 361-378.
CAILLEUX A. et TRICART J. (1959). - Initiation à l'étude des sables et galets. Paris, C.D.U., 3 vol., 369 p, 194 p., 202 p.
CAREY S.W. et AHMAD N. (1961). - Glacial marine sedimentation, in G.O. Raasch (ed.)"Geology of the Arctic", II, Toronto Univ. Press, p. 865-894.
CARSOLA A.J. (1952). - Marine Geology of the Arctic Ocean and adjacent seas of Alaska and Northwestern Canada. Ph. D. Thesis, Univ. of Calif. Los Angelès.
CARSOLA A.J. (1954 a). - Recent marine sediments from Alaskan and Northwest Canadian Arctic. Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, XXXVIII, nº 7, p. 1552-1586.
CARSOLA A.J. (1954 b). - Microreliefs on the arctic sea floor. Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, XXXVIII, p. 1587-1601.
CARSON C.E. (1968). - Radiocarbon Dating of Lacustrine strands in Arctic Alaska. Arctic, XXI, 1, p. 12-26.
CHAMBERS M.J.G. (1966). - Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands ; I : Interpretation of mechanichal analyses. Brit. Antarctic Surv. Bull., IX.
CHARLESWORTH J.K. (1957). - The Quaternary Era (with special reference to its glaciation). London, Arnold, 2 vol., 1700 p.
CHALMERS R. (1882). - On erosion from coast-ice and floating ice in the Baie des Chaleurs (abstract). Trans. R. Soc. Canada, I, 4, p. 285-286.
CHOLNOKY E.V. (1912). - Spitszbergen. Budapest, 44 p.
CHRISTIANSSON H. (1961). - The russian settlement at Russekeila and Land rise in Vestspitsbergen. Arctic, II, p. 112-118.
COQUE R. et RAYNAL R. (1970). - Recherches géomorphologiques préliminaires dans la région de la Baie du Roi (N-O. du Spitsberg) : Modelé et dynamique des grands versants et des piémonts. Mém. et Doc. C.N.R.S., X, p. 125-147.
CORBEL J. (1954 a). - Sols polygonaux et "terrasses marines" du Spitsberg. Rev. Géogr. Lyon, XXIX, 1, p. 1-28.
CORBEL J. (1954 b). - Les sols polygonaux : observations, expérience, genèse. Rev. Géomorphol. Dynam., II, p. 49-68.
CORBEL J. (1957). - Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe. Thèse Lettres, Lyon, 542 p.
CORBEL J. (1958 a). - Aspects régionaux de l'Inlandsis groenlandais. Norois, XIX, p. 241-266.
CORBEL J. (1958 b). - Les Karsts de l'Est Canadien. Cah. Geogr. Québec, IV, p. 193-216.
CORBEL J. (1960 a). - Le soulèvement des terres autour de la mer de Barentz. Rev. Géogr. Lyon, XXXV, 3, p. 253-274.
CORBEL J. (1960 b). - Les sols polygonaux au Spitsberg. Rev. Géog. Lyon, XXXV, 3, p. 347-348.
CORBEL J. (1961 a). - Soulèvement isostatique et englacement ancien (Spitsberg et mer de Barentz). Vorträge des Fridtjof-Nansen-Gedächtnis-Symposions, april 1961 in Würzburg, p. 59-67.
CORBEL J. (1961 b). - Morphologie périglaciaire dans l'Arctique. Ann. Géogr., CCCLXXVII, p. 1-24.
CORBEL J. (1964). - Les Karsts des régions polaires. Rev. Belge Géogr., 1 et 2, p. 84-103.

CORBEL J. (1966 a). - Le Spitsberg et ses voisins polaires. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 23-40.
CORBEL J. (1966 b). - Recherches sur les climats du Spitsberg et leurs variations récentes. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 41-54.
CORBEL J. (1966 c). - De l'extension maximale des glaciers dans la zone de la mer de Barentz. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 55-70.
CORBEL J. (1966 d). - Paysages de la Baie du Roi. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 269-285.
CORBEL J. (1966 e). - Sols polygonaux et sols striés de la Baie du Roi. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 287-303.
CORBEL J. (1966 f). - Datation au carbone 14 des terrasses marines de la Baie du Roi. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 309-314.
CORBEL J. (1966 g). - Phénomènes périglaciaires au Svalbard et en Laponie. Biuletyn Perygl., 4, Lodz.
CORBEL J. (1969). - Quaternaire et régions polaires arctiques. Etudes françaises sur le Quaternaire, supplément au Bull. de l'A.F.E.Q., p. 253-254.
CORBEL J. (1970 a). - Le Spitsberg, présentation géographique. Mém. et Doc. C.N.R.S., X, p. 23-35.
CORBEL J. (1970 b). - Du karst au cryokarst. Définitions, descriptions, discussions. Mém. et Doc. C.N.R.S., X, p. 185-188.
CÖSTER F. (1965). - Results of Swedish Expedition to Spitzbergen in 1924, I. Quaternary Geology of the Region around the Kjellström Valley. Geogr. Ann., VII.
CRAIG R.M. (1916). - Outline of the geology of Prince Charles Foreland, Spitsbergen. Trans. Edinburgh Geol. Soc., X, p. 276-288.
CRARY A.P. (1966). - Mechanism for fiord formation indicated by studies of an ice-covered inlet. Bull. Geol. Soc. Amer., LXXII, p. 911-930.
CUTBILL J.L. and CHALLINOR A. (1965). - Revision of the stratigraphical scheme for the carboniferous and permian rocks of Spitsbergen and Björnöya. Geol. Mag., CII, 5, p. 418-433.
CZEPPE Z. (1965). - Activity of running water in south-western Spitsbergen. Geogr. Polon., 6, p. 141-150.
CZEPPE Z. (1966). - The course of the main morphogenetic processes in South-west Spitsbergen. Zesz. Nank. Uniw. Jagiell. Prace Geogr., XIII.
CZEPPE Z. (1968). - Movements of soil due to frost on the North Coast of Hornsund, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee.Warszawa, p. 195-199.
DAHL E. (1946). - On the origin of the strandflat. Norsk Geogr. T., XI, 4, p. 159-171.
DAVIES J.L. (1969). - Landforms of cold climates. Austral. Nat. Univ. Press, Canberra, 200 p.
DEEVEY E.S. and FLINT R.F. (1957). - Postglacial Hypsithermal Interval. Scienc CXXV, p. 182-184.
DEGE W. (1941). - Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. Petermanns Geogr. Mitt., LXXXVII.
DE GEER G. (1909). - Some leading lines of dislocation in Spitsbergen. Geol. Fören., Stockholm, Förhand, XXXI, p. 199-208.
DE GEER G. (1910). - A geological excursion to the central Spitsbergen. Int. Geol. Congr. XIe session, Stockholm, 23 p.
DE GEER G. (1919). - On the physiographical evolution of Spitsbergen. Geogr. Ann., I, p. 161-162.

DELIBRIAS G. (1966). - Laboratoire du radiocarbone du C.N.R.S., "Spitsberg 1964", Lyon, p. 305-307.
DEMEK J. (1968). - Cryoplanation terraces in Yakutia. Biul. Peryglac., XVII, p. 91-116.
DET DANSKE METEOROLOGISKE INSTITUT (1959). - 1895-1959 : Isforholdene : de Arktiske Have 1893-1956. Köbenhavn.
DEVEAU J.P. (1968). - "Quelques idées récentes sur les glaces de l'estuaire du St Laurent". Rev. Géog. Alp., t. LVII, 3-4, p. 605-610.
DEWOLF Y. (1970). - Contributions à l'étude des versants calcaires du Spitsberg (Kongsfjorden). Mém. et Doc. C.N.R.S., X, p. 149-153.
DIETZ R.S. (1963). - Wave-base, Marine profile of equilibrium, and wave-built terraces : a critical appraisal. Geol. Soc. Amer. Bull., LXXIV, p. 971-990.
DIETZ R.S. (1964). - Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built tenaces : reply. Geol. Soc. of Amer. Bull., LXXV, p. 1272-1282.
DINELEY D.L. (1953). - Raised features on the west coast of Spitsbergen. Geogr. Journ., CXIX, p. 505-508.
DINELEY D.L. (1954 a). - Investigation in Vestspitsbergen. Ice dammmed lakes. J. Glaciol., II, 16, p. 379-383.
DINELEY D.L. (1954 b). - Quaternary faunas in the St Jonsfjord. Eidembukta region, Vestspitsbergen. Norsk Geol. T., XXXIV, p. 1-14.
DINELEY D.L. (1958). - A review of the carboniferous and permian rocks of the west coast of Vestspitsbergen. Norsk Geol. T., XXXVIII, 2, p. 197-217.
DIONNE J.C. (1966). - Sédimentologie littorale et glacielle (résumé). Ann. A.C.F.A.S., XXXIII, p. 100 et Ass. Géogr. Québec, X, p. 78-79.
DIONNE J.C. (1967 a). - Caractéristique des schorres,en aval de Québec , (résumé). Ann. A.C.F.A.S., XXXIV, p. 90.
DIONNE J.C. (1967 b). - Erosion glacielle du bas estran et de la slikke, côte Sud du St Laurent , (résumé). Ann. A.C.F.A.S., XXXIV, p. 90-91.
DIONNE J.C. (1968 a). - Carte morpho-sédimentologique de la Région des Trois-Pistoles. Rev. Geogr. Montréal, XXII, 1, p. 55-64.
DIONNE J.C. (1968 b). - Schore morphology on the South Shore of the St Lawrence Estuary. Am. Journ. Sci., CCLXVI, 5, p. 380-388.
DIONNE J.C. (1968 c). - Morphologie et sédimentologie glacielles, littoral Sud du Saint Laurent . Zeitsch. f. Geomorph., suppl. nº 7, p. 56-84.
DIONNE J.C. (1968 d). - Action of shore ice on the tidal flats of the St-Lawrence Estuary . Maritime Sediments, IV, 3, p. 113-115.
DIONNE J.C. (1969 a). - Erosion glacielle littorale, estuaire du Saint Laurent. Rev. Géogr. Montréal, XXIII, 1, p.5-20.
DIONNE J.C. (1969 b). - Bibliographie annotée du glaciel : aspects morpho-sédimentologiques . Rev. Géogr. Montréal, XXIII, 3, p.339-349.
DIONNE J.C. (1970). - Aspects morpho-sédimentologiques du Glaciel, en particulier des côtes du Saint-Laurent . Thèse de Doctorat d'Université, Paris, 323 p., non publié.
DIONNE J.C. (1971 a). - Consorted structures in unconsolidated Quaternary deposits, Lake Saint-Jean and Saguenay regions, Québec. Rev. Géogr. Montréal, XXV, 1, p. 5-33.
DIONNE J.C. (1971 b). - Nature lithologique des galets des formations meubles quaternaires de la région de Rivière-du-Loup, Trois-Pistoles, Québec. Rev. Géogr. Montréal, XXV, 2, p. 129-142.

DIONNE J.C. (1972). - Caractéristiques des schorresdes régions froides,en particulier de l'estuaire du Saint-Laurent. Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 13, p. 131-162.

DIONNE J.C. et LAVERDIERE C. (1972). - Ice formed beach features from Lake Saint-Jean, Québec. Can. J. of Earth Sci., IX, 8, p. 979-990.

DIZERBO A.H. (1969). - Algues du Spitsberg récoltées par l'Expédition géographique Annik Moign (1964). Rev. Algol., III, p. 297-298.

DONN W.L., FARRAND W.R. et EWING M. (1962). - Pleistocene ice-volumes and sea level lowering. Journ. Geol., LXX, p. 206-214.

DONNER J.J. and WEST R.G. (1957). - The Quaternary Geology of Brageneset, Nordauslandet, Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skr., CIX, p. 1-37.

DRYGALSKI E. von (1897). - Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1891-1893. Berlin, I.

DUTKIEWICZ L. (1961). - Congelifluction lobes on the Southern Hornsund coast in Spitsbergen. Biul. Perygl.

DYLIK J. (1957). - Periglacial investigations conducted in 1957 by the Lódź group of the Polish Expedition to Spitsbergen. Przegl. Geofiz. Warszawa, III.

EKMAN S.R. (1971). - Seismic investigations on the Nordauslandet ice caps. Geogr. Ann., LIII A, 1, p. 1-13.

ELLIS D.V. et WILCE R.T. (1963). - Arctic and subarctic examples of intertidal zonation. Arctic, XIV, 4, p. 224-235.

ELTON C.S. and BADEN-POWELL D.F.W. (1931). - On a collection of Raised Beach Fossils from Spitsbergen. Geol. Mag., LXVIII, 9, p. 385-405.

EMBLETON C. and KING C.A.M. (1968). - Glacial and periglacial geomorphology. Arnold, London, 608 p.

EMERY K.O. (1949). - "Topography and sediments of the Arctic Basins". J. Geol., LVII, 5, p. 512-521.

ENGELN O.D. von (1918). - Transportation of debris by icebergs. J. Geol., XXVI, 1, p. 74-81.

ESTEOULE-CHOUX J. (1967). - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Thèse Sciences, Rennes, 319 p.

EVERS W. (1962). - The problem of coastal genesis, with special reference to the "strandflat", the "banks", or "grounds", and "deep channels" of Norwegian and Greenland coasts. J. Geol., LXX, 5, p. 621-630.

EWING M. and DONN W.L. (1961). - Pleistocene climate changes. Geol. of the Arctic, University of Toronto, II, p. 931-941.

FAIRBRIDGE R.W. (1961). - Eustatic changes in sea Level. Phys. Chem. Earth, IV, p. 99-185.

FAIRBRIDGE R.W. (1966). - Sea ice transportation . In the Encyclopedia of Oceanography, New-York, p. 781-782.

FALCON N.L. (1928). - Geology - Appendix III in Watkins, the Cambridge Expedition to Edge Island. Geogr. J., LXXII, 1, p. 134-139.

FARRAND W.R. (1962). - Postglacial uplift in North America. Amer. J. Sci., CCLX, 3, p. 181-199.

FEDOROFF N. (1966). - Les sols du Spitsberg occidental. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 111-228.

FEILDEN H.W. and DE RANCE C.E. (1878). - Geology of the coasts of the Arctic lands visited by the late British Expedition under Captain Sir George Nares. Quart. J. Geol. Soc., London, XXXIV, p. 556-567.

FEYLING-HANSSEN R.W. (1950). - Changes of Sea-Level in Vest Spitsbergen : a new interpretation. Geogr. J., CXV, 1-3, p. 88-92.
FEYLING-HANSSEN R.W. (1952). - Conglomerates formed in situ on the Gipshuk coastal plain, Vestspitsbergen. Medd. Norsk Polarinstitutt, LXXI, 9 p.
FEYLING-HANSSEN R.W. (1953). - Brief account of the ice-foot. Norsk Geogr. T., XIV, 1-4, p. 45-52.
FEYLING-HANSSEN R.W. (1954). - De gamle trankokerier på Vestspitsbergens nordvesthjörne og den formodede senkning av Pandet i ny tid. Norsk Geogr. T., XIII, p. 76-98.
FEYLING-HANSSEN R.W. (1955 a). -Stratigraphy of the marine late-pleistocene of Billefjorden, Westspitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skr., CVII, 186 p.
FEYLING-HANSSEN R.W. (1955 b). - Late-pleistocène deposits at Kapp Wijk, Vestspitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skr., CVIII, 21 p.
FEYLING-HANSSEN R.W. (1965 a). - Problème du soulèvement des terres autour de la mer de Barentz. Zur Diskussion. Vortr. F. Nansen-Gedächtnis - Symposions über Spitzbergen (J. Büdel and A. Wirthmann, editors), 68-72, F. Steiner Verl., Wiesbaden.
FEYLING-HANSSEN R.W. (1965 b). - Shoreline displacement in central Spitsbergen. Vortr. F. Nansen - Gedächtnis - Symposions über Spitzbergen (J. Büdel and A. Wirthmann, editors), 24-28, F. Steiner Verl., Wiesbaden.
FEYLING-HANSSEN R.W. et JÖRSTAD F.A. (1950). - Quaternary fossils from the Sassen-area in Isfjorden, Vestspitsbergen (The Marine Mollusc Fauna). Norsk Polarinstitutt Skr., XCIV, 86 p.
FEYLING-HANSSEN R.W. and OLSSONN I. (1959-1960). - Five radiocarbon datings of post-glacial shorelines in Central Spitsbergen. Norsk Geogr. T., XVII, 1-4, p. 121-131.
FITZPATRICK E.A. (1960). - Geomorphic Notes from Westspitsbergen. Biul. Peryglac., VII, p. 159-165.
FLINT R.F. (1948). - Glacial geology and the Pleistocene Epoch. Ed, Wiley, New-York, 2nd Ed, 589 p.
FLORES-SILVA E. (1952). - Observaciones de costas en la Antarctida Chilena. Inform. Geogr., Santiago, II, p. 85-93.
FREBOLD H. (1935). - Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des Königkarl, und Franz-Joseph-Landes. Geol. der Erde, Berlin, p. 1-195.
FREBOLD H. (1950). - Geologie des Barentsshelfes. Abh. Dtsch. Akad. Wissensch., Berlin, V, Abh. Geotekton, IV, p. 1-151.
FRISTRUP B. (1961). - Danish Glaciological Investigations in Greenland. Geol. of the Arctic, II, p. 735-746.
FUENZALIDA H. (1964). - Coastal phenomena in the south Shetland Islands. In R.J. Adie (ed.) "Antarctic Geology" ; Amsterdam, North-Holland Publ. and New-York, Jonh Wiley, p. 48-52.
GABERT P. et MASSEPORT J. (1966). - Quelques aspects de la morphologie des versants au Spitsberg occidental. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 73-91.
GALIBERT G. (1962). - Recherches sur les processus d'érosion glaciaires de la Haute Montagne Alpine. Bull. Ass. Geogr. Fr., 303-304, p. 8-46.

GARWOOD E.J. and GREGORY J.W. (1898). - Contributions to the glacial geology of Spitsbergen. Quart. J. Geol. Soc. London, LIV, p. 197-227.
GEE E.R., HARLAND W.B. and MAC WHAE J.R.H.(1953). - Geology of Central Spitsbergen. Trans. R. Soc. Edinburgh, LXII, 1 and 2, p. 299-356.

GEIKIE J. (1882). - The Great Ice Age, and its relation to the Antiquity of Man. New-York, Appleton, 545 p.
GEOFFRAY H. (1966). - Quelques données climatiques sur la Baie du Roi. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 245-256.
GEOFFRAY H. (1968). - Etude du bilan Hydrologique et de l'érosion sur un bassin partiellement englacé, Spitsberg, Baie du Roi, 79e degré de latitude Nord. Thèse IIIe cycle, Brest, 68 p.
GEOFFRAY H. (1970 a). - Données climatiques sur la Baie du Roi, été 1966. Mém. et Doc. C.N.R.S., X, p. 95-106.
GEOFFRAY H. (1970 b). - Note préliminaire sur les glaciers du Spitsberg Nord-Occidental. Mém. et Doc. C.N.R.S., X, p. 163-184.
GLASER U. (1969). - Die junge isostatische Landhebung in Spitzbergen. Communication. Deutsche Gessellschaft für Polarforschung, Munster.
GLEN A.R. (1934). - The Oxford University Expedition to Spitsbergen, 1933. Geogr. J., LXXXIV, 2, p. 104-135
GLEN A.R. (1937). - The Oxford University Arctic Expedition North East Land, 1935-1936. Geogr. J., XC, 3, p. 193-222; Geogr. J., XC, 4, p. 289-314.
GLEN A.R. (1938). - Sea ice conditions around North East Land during the year 1935-1936. Geogr. Ann., XX, 1-2, p. 152-169.
GLEN A.R. (1939). - The glaciology of North East Land. Geogr. Ann., XXI, p. 1-38.
GLEN A.R. (1941 a). - A Sub-Arctic glacier Cap : the west ice of North East Land. Geogr. J., XCVIII, 2, p. 65-76 ; XCVIII, 3, p. 135-146.
GLEN A.R. (1941 b). - The latest map of North-East Land. Geogr. J., XCVIII, p. 207.
GODARD A. (1965). - Recherches de géomorphologie en Ecosse du Nord-Ouest. Thèse Lettres, 701 p.
GODWIN H., SUGGATE R.P. and WILLIS E.H. (1958). - Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean-level. Nature, XVIII, p. 1518-1519.
GOULD L.M. (1928). - Report on physical geography ; in Putnam G.P : "The Putnam Baffin Island Expedition". Geogr. Rev., XVIII, p. 27-40.
GREENE H.G. (1970). - "Microrelief of an arctic Beach". Journ. Sed. Petrol., XL, 1, p. 419-427.
GREGORY J.W. (1913). - The Nature and Origin of Fiords. London, 542 p.
GREGORY J.W. (1927). - The fiords of the Hebrides. Geogr. J., LXIX, 3, p. 193-216.
GRIPP K. (1929). - Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen, Expedition 1927. Abh. Naturwissensch. Hamburg, XXII, p. 145-149.
GRÖNLIE O.T. (1924). - Contributions to the Quaternary Geology of Novaya Zemlya. Rep. Sci. Results Norw. Exp. to Novaya Zemlya 1921, Norske Videnskapsakad, Kristiana, XXI.
GRÖNLIE O.T. (1951). - On the rise of sea and land and the forming of strand-flats on the west coast of Fennoscandia. Norsk Geol. T., XXIX, p. 26-63.
GROOM G.E. and SWEETING M.M. (1958). - Valleys and raised Beaches in Bünsow Land Central Westspitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skr., CXV, 18 p.
GROSSWALD M.G. (1963). - The raised shore-lines of the Franz Joseph Land and the late-Quaternary history of the archipelogo ice-sheets. Glac. Res. articles, IX sect of I.G.Y Progr nº 9, Acad Sci. U.S.S R. (résumé en Anglais).

GROSSWALD M.G., DEVIRTS A.L., DOBKINA E.I. and SEMEVSKIY D.V. (1967). - Crustal movements and dating of glacial stages in Spitsbergen region. Geokhimija, 1, p. 51-56 ; Geochemishy International, IV, 1, p. 30-35.

GSESSING J. (1966). - Some effects of ice erosion on the development of Norwegian valleys and fjords. Norsk Geogr. T., XX, p. 273-299.

GUILCHER A. (1950). - Nivation, cryoplanation et solifluction quaternaires dans les collines de Bretagne occidentale et du Nord du Devonshire. Rev. Geomorphol. Dynam., I, 2, p. 53-78.

GUILCHER A. (1954). - Morphologie littorale et sous-marine. Orbis, P.U.F., Paris, 215 p.

GUILCHER A. (1965). - Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson, Paris, 389 p.

GUILCHER A. (1969). - Pleistocene and Holocene Sea level changes. Earth Sci. Rev., V, p. 69-97.

GUILCHER A. (1970). - Quaternary events on the continental shelves of the world. in I.C.S.U./S.C.O.R. Worting Party, 31 Symposium, Cambridge 1970 : "The Geology of the East Atlantic Continental Margin". Edited by F.M. Delany, Inst. Geol. Sci. Rep. nº 70/13, p. 33-46.

GUILCHER A. et BEAUJEU-GARNIER J. (1958). - L'Europe du Nord et du Nord-Ouest. Orbis, P.U.F., t. 1, 258 p.

GUILLIEN Y. (1949). - Gel et dégel du sol, les mécanismes morphologiques. Inf. Géogr., p. 104-115.

GUTENBERG B. (1941). - Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Bull. Geol. Soc. Amer., LII, p. 721-772.

HAGERMAN T.H. (1925). - Stratigraphy and structural investigations within southwestern Spitsbergen. Results of the swedish expedition to Spitzbergen in 1924, II, Geogr. Ann., VII, p. 195-221.

HÄGGBLOM A. (1963). - Sjöar på Spetsbergens Nordostland (with English summary). Ymer, 1-2, p. 76-105.

HAMELIN L.E. (1960). - Classification générale des glaces flottantes. Naturaliste Canad., LXXXVII, 10, p. 209-227.

HAMELIN L.E. (1962). - Notes sur le périglaciaire du Spitzberg. Canad. Geogr., VI, 1, p. 1-11.

HAMELIN L.E. et COOK F.A. (1967). - Le périglaciaire par l'image. Illustrated glossary of periglacial phenomena. Québec, Presses de l'Université Laval, 237 p.

HANSEN A.M. (1895). - Om strandflaten. Arch. for Math. og Naturvid., XVII, 5.

HARLAND W.B. (1960). - The developpement of Hecla Hoek rocks in Spitsbergen. Internat. Geol. Congress, XXI sess., Norden, Part. VIII, 8, p. 7-16.

HARLAND W.B. (1961). - An Outline Structural History of Spitsbergen. Geology of the Arctic, 1960, University of Toronto, p. 68-132.

HARLAND W.B. and BIGWOOD D.E.T. (1959). - Palaeomagnetism in some Norwegian sparagmites and the late Pre-Cambrian Ice Age. Nature, CLXXXIV, 4702, p. 1860-1862.

HARTMANN G. (1893). - Der Einfluss des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete. Wissensch. Veröff. Ver. Erdkunde, Leipzig.

HATHERTON T. (1965). Antarctica. London, 511 p.

HATTERSLEY-SMITH G. and AUSTIN-LONG (1967). - Postglacial uplift at Tanquary Fiord, Northern Ellesmere Island, Northwest Territories. Arctic, XX, 4, p. 255-260.

HEINTZ A. (1926). - Blåskjell på Spitsbergen. Norsk Geol. T., IX, 1.
KEINTZ A. (1953). - Noen iakktagelser over isbreenes tilbakegang i Hornsund, u Spitsbergen (some observations about retreat of the Glaciers). Norsk Geol. T., XXXI, p. 7-36.
HELLAND-HANSEN B. and NANSEN F. (1909). - The Norwegian Sea ; its physical oceanography. Rep. Norw. Fish. Mar. Inv., II, 1, 2, 360 p.
HELLAND-HANSEN B. and NANSEN F. (1912). - The sea west of Spitsbergen. Vidensk selsk. Skr., I, Mat. naturv. Kl., 12, Kristiana.
HELLAND-HANSEN B. and NANSEN F. (1926). - The Eastern North Atlantic. Geofys. Publ., IV, 2, 76 p.
HENOCH W.E.S. (1964). - Postglacial marine submergence and emergence of Melville Island, N.W.T., Geogr. Bull., XXII, p. 105-126.
HILL D.E. and TEDROW J.C. (1961). - Weathering and soil formation in the arctic environnement. Amer. J. Sci., CCLIX, p. 84-101.
HINSCHBERGER F. (1970). - L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Thèse Lettres, Caen, 309 p.
HISDAL V. (1962 a). - The weather in Svalbard in 1960. Årbok 1960, Norsk Polar-institutt, p. 107.
HISDAL V. (1962 b). - The weather in Svalbard in 1961. Årbok 1961, Norsk Polar-institutt, p. 127-130.
HISDAL V. (1963). - The weather in Svalbard in 1962. Årbok 1962, Norsk Polar-institutt, p. 157-158.
HISDAL V. (1964). - The weather in Svalbard in 1963. Årbok 1963, Norsk Polar-institutt, p. 203.
HISDAL V. (1966 a). - The weather in Svalbard in 1964. Årbok 1964, Norsk Polar-institutt, p. 183.
HISDAL V. (1966 b). - The weather in Svalbard in 1965. Årbok 1965, Norsk Polar-institutt, p. 151.
HISDAL V. (1968). - The weather in Svalbard in 1966. Årbok 1966, Norsk Polar-institutt, p. 138.
HISDAL V. (1969). - The weather in Svalbard in 1967. Årbok 1967, Norsk Polar-institutt, p. 191-193.
HISDAL V. (1970 a). - The weather in Svalbard in 1968. Årbok 1968, Norsk Polar-institutt, p. 92-94.
HISDAL V. (1970 b). - The weather in Svalbard in 1969. Årbok 1969, Norsk Polar-institutt, p. 132.
HISDAL V. (1972). - The weather in Svalbard in 1970. Årbok 1970, Norsk Polar-institutt, p. 252-255.
HITCHCOCK C.B. (1935). - Echo Sounding Records in the Fjord Region of East Green land by Louise A. Boyd. Amer. Geogr. Soc., Special pub., XVIII.
HJULSTRÖM F. (1954). - The Hoffellsandur. Geogr. Ann., XXXVI, 1, p. 135-189.
HOEL A. (1909). - Geologiske iagttagelser på Spitsbergenekspeditionerne 1906 og 1907. Norsk Geol. T., I, Kristiana.
HOEL A. (1911). - La nouvelle expédition norvégienne au Spitsberg. La Géographie, Paris, XXIV, 4, p. 249-253.
HOEL A. (1914 a). - Exploration du Nord-Ouest du Spitsberg entreprise sous les auspices de S.A.S. le Prince de Monaco par la mission Isachsen. Res. Camp. Sci., XLII, 62 p.
HOEL A. (1914 b). - Résultats généraux de l'expédition norvégienne en 1913. La Géographie, Paris, XXIX, p. 177-182.
HOEL A. (1916). - Observations sur la vitesse d'écoulement et sur l'ablation du glacier Lilliehöök au Spitsberg 1907-1912. Vidensk-selsk Skr. I, Mat. Naturv. Kl. 4, 29 p.

HOEL A. (1929). - The Norwegian Svalbard Expeditions 1906-1926. Det Norske videnk akad Oslo. Resultater av. de Norske statsunderstöttede Spitsbergenekspedisjoner, Oslo, 104.

HOEL A. and WERENSKIOLD W. (1962). - Glaciers and snowfields in Norway. Norsk Polarinstitutt Skr., CXIV, 291 p.

HÖGBOM B. (1908-1909). - Einiges Illustrationen zu den geologischen wirkungen des frostes in Spitzbergen. Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, IX.

HÖGBOM B. (1912 a). - Bidrag til Isfjordsområdets Kvartärgeologi (contribution to the quaternary geology of Isfjorden Region, Spitsbergen). Geol. Fören. Föhrand, XXXIII, p. 32-57.

HÖGBOM B. (1912 b). - Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, XI, p. 242-251.

HÖGBOM B. (1913). - Om Spetsbergens Mytilustid. Geol. Fören. Föhrand, XXXV, p. 151-156.

HÖGBOM B. (1914). - Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, XII, p. 257-389.

HÖGBOM B. (1921). - Ett beriktigande med anledning af G. De Geers uppsats "om Spetsbergens natur i Sveagruvans omnejd" (a correction on the subject of G. de Geer's paper : on the nature of Spitsbergen in the environments of the sea svea Mine). Ymer, XL, p. 342-343.

HOLLAND M.F.W. (1955). - The physiographical evolution of a part of the Barents sea shelf observed in selected land areas in eastern Spitsbergen. Unpublished B. Sc. Thesis, Oxford.

HOLLAND M.F.W. (1961). - The geology of certain parts of Eastern Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skr., CXXII, 44 p.

HOLTEDAHL H. (1955). - On the Norwegian continental terrace, primarily outside Möre-Romsdal : Its morphology and sediments. Årbok Univ. Bergen, Mat. Naturvitensk Ser., XIV, p. 209.

HOLTEDAHL H. (1958). - Some remarks on geomorphology of continental shelves off Norway, Labrador, and Southeast Alaska. J. Geol., LXVI, 4, p. 461-471.

HOLTEDAHL H. (1959). - Sur la géologie et la morphologie des plateaux continentaux glaciaires. 83e Colloque Intern., C.N.R.S., p. 245-263.

HOLTEDAHL H. (1960). - The strandflat of the Möre-Romsdal Coast, West Norway. Skr. fra Norges Handelhöyskole, Vestlandet Geographical studies, VII, p. 35-43.

HOLTEDAHL O. (1926). - Notes on the geology of north-western Spitsbergen. Result. Norske Spitsbergen Eksped., Skr. Svalbard Og. Ishavet, VIII.

HOLTEDAHL O. (1929). - On the geology and physiography of some Antarctic and Sub-Antarctic islands, with notes on the character and origin of fjords and strandflats of some northern Lands. Sci. Res. Norw. Antarct. Exped. 1927-28 and 1928-29, Det. Norske Videnskap Akademi i Oslo, 157 p.

HOLTEDAHL O. (1936 a). - On fault lines indicated by the submarine relief in the Shelf Area west of Spitsbergen. Norsk Geogr. T., 4, VI, 44, p. 214-222.

HOLTEDAHL O. (1936 b). - A new example of a Submarine Fault line along a Continental Border. Det. Kgl. Norske Videnskabers Selskab, Forhandlinger, VIII, p. 91.

HOLTEDAHL O. (1940). - The submarine relief of the Norwegian coast, with bathymetrical maps. Det Norske Videnskap Akad, Oslo, 43 p.
HOLTEDAHL O. (1950). - Supposed marginal fault-lines in the shelf area of some high northern lands. Bull. Geol. Soc. Amer., LXI, p. 493-500.
HOLTEDAHL O. (1952). - A comparison of a Scottish and a Norwegian shelf Area. Trans. Edinburgh Geol. Soc., XV, p. 214-220.
HOLTEDAHL O. (1970). - On the morphology of the West Greenland shelf with general remarks on the "marginal channel" problem. Mar. Geol., VIII, p. 155-172.
HOLTEDAHL O. et HOLTEDAHL H. (1961). - On "marginal channels" along continental borders and the problem of their origin. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, XL, p. 183-187.
HOMMERIL P. (1961). Méthode d'étude de la granulométrie des formations à galets. Application préliminaire à quelques cordons du littoral Nord du Massif de Barfleur (Manche). B.S.L. Normandie, 10e série, 2e vol. p. 242-247.
HOMMERIL P. (1964). Essai d'harmonisation des données granulométriques relatives aux fractions graveleuses, sableuses et limoneuses. C.R. somm. S.G.F., IX, p. 389-390.
HOMMERIL P. (1967). - Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel Anglo-normand. Thèse Sciences, Caen, 304 p.
HOPPE G. (1966). - Forskning i Arktis : Stockholms Universitets Svalbard expedition 1966. Ymer, p. 212-224.
HORN G. and ORVIN A.K (1928). - Geology of Bear Island. Skr. Svalb. og Ishave XV.
HORNBAEK H. (1954). - Tidal observations in the Arctic (1946-1952). Norsk Polar institutt Skr., CIV, p. 12-17.
HUENE R. von (1966). - Glacial-Marine Geology of Nuka Bay, Alaska, and the adjacent continental shelf. Mar. Geol., 4, p. 291-304.
HUETZ DE LEMPS A. (1955). - Le relief de la Nouvelle-Zélande. Rev. Géogr. Alpine, XLIII, p. 5-96.
HUME J.D. and SCHALK M. (1964). - The effect of ice-push on arctic beaches. Amer. J. Sci., CCLXII, p 267-273.
HUME J.D. and SCHALK M. (1967). - Shoreline Processes near Barrow, Alaska a comparison of the Normal and the Catastrophic Arctic, XX, 2, p. 86-103.
HUNKINS K. and KUTSCHALE H. (1967). Quaternary sedimentation in the Arctic Ocean. Progr. Oceanogr., IV, p. 89-94.
HYVÄRINEN H. (1968). - Late-Quaternary sediment cores from lakes of Björnöya. Appendix : radiocarbon analyses of lake sediment samples from Björnöya by U. Olsson. Geogr. Ann., LA, 4, p. 235-247.
HYVÄRINEN H. (1969). - Trulvattnet : a Flandrian stratigraphical site near Murchinsonfjorden, Nordaustlandet, Spitsbergen. Geogr. Ann., LI A, 1-2, p. 42-45.
HYVÄRINEN H. (1970). - Flandrian pollen diagrams from Svalbard. Geogr. Ann., LII A, 3-4, p. 213-222.
INGUARSON F. (1910). - Die Treibhölzer auf dem Ellesmere-Land. Rep. of the Sec Norw. Arctic Exped. in the "Fram", 1898, 1902, Kristiana, XXIV.
ISACHSEN G. (1908). - Les glaces autour du Spitsberg en 1907. Bull. Inst. Oceanogr. Monaco, V, 114.

ISACHSEN G. (1915). - Travaux Topographiques de l'Expédition Isachsen 1909-1910. Vidensk.-selsk. Skr. I, Mat. Naturv. Kl. nº 7, 63 p.

IVES I.D. (1964). - Deglaciation and land emergence in northeastern Foxe Basin, N.W.T. Geogr. Bull., XXI, p. 54-65.

JAHN A. (1954). Bilan de dénudation du versant (Résumé). Denudacyjny bilans stoku. Czas. Geogr. Warszawa, XXV.

JAHN A. (1958). - O niektórych badaniach geograficznych polskiej wyprawy naukowej na Spitsbergenié (summary : Report on some geographical investigations carried out by the Polish scientific Spitsbergen Expedition). Przegl. Geogr., Warszawa, XXX.

JAHN A. (1959 a). - Postglacjalny rozwój wybrzezy Spitsbergenu (Postglacial development of Spitsbergen shores). Czas. Geogr., XXX, p. 245-262.

JAHN A. (1959 b). - The raised shore line and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movements of Spitsbergen. Przegl. Geogr., Warszawa, XXXI, p. 143-178.

JAHN A. (1960). - Some Remarks on Evolution of Slopes on Spitsbergen. Z. Geomorphol., supplément nº 1, p. 49-58.

JAHN A. (1961). - Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen. Zesz. Nauk. Uniw. Wroclaw, ser. B, 5, p. 1-56.

JAHN A. (1967). - Some features of mass movement on Spitsbergen slopes. Geogr. Ann., XLIX A, p. 213-224.

JAHN A. (1968 a). - Raised shore-lines and terraces at Hornsund and postglacial vertical movements on Spitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee, Warszawa, p. 173-176.

JAHN A. (1968 b). - Research by the Periglaciological Group "Hornsund-North". Polish spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee, Warszawa, p. 167-171.

JAHN A. (1968 c). - Quantitative investigations of periglacial processes at Hornsund, Vestspitsbergen. Polish spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee, Warszawa, p. 177-183.

JAHN M. (1968). - The gravels of the Marine Terraces at Hornsund, Vestspitsbergen. Polish spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee, Warszawa, p. 211-215.

JENSEN A.S. and HARDER P. (1910). - Post-glacial changes of climate in Arctic Regions as revealed by investigations on marine deposits. Die Veränderungen des Klimas, XI Internat. Geologenkongress, Stockholm.

JOHN B.S. and SUGDEN D.E. (1971). - Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland islands. Brit. Antarctic Surv. Bull., XXIV, p. 45-111.

JOHNSON D.W. (1919). - Shore processes and shoreline development. Wiley, New-York, 584 p.

JOHNSON D.W. (1925). - The New England-Acadian shoreline. New-York, 628 p.

JOLY F. (1970). - Carte géomorphologique de reconnaissance de la presqu'île de Brögger (Spitsberg). Mém. et Doc., C.N.R.S., X, p. 115-123.

JOYCE J.R.F. (1950). Notes on Ice-foot Development, Neny Fjord, Graham Land, Antarctica . Journ. Geol., LVIII, p. 646-649.

KAMB B. and LA CHAPELLE E. (1964). - Direct observation of the mechanism of Glacier sliding over bedrock. J. Glaciol., V, p. 159-172.

KING C.A.M. (1959). - "Beaches and coasts". London, 403 p.

KING C.A.M. (1969). - Some Arctic coastal features around Foxe Basin and in E. Baffin Island, N.W.T., Canada. Geogr. Ann., LI A, 4, p. 207-218.
KJAER R. and FJELDSTAD J.E. (1934). - Tidal observations in the Arctic. Norsk Polarinstitutt Skr., XIV.
KJELL MAN F.R. (1875). - Svenska Polarekspeditionen 1872-1873. Stockholm.
KLATKA T. (1961). Problèmes des sols striés de la partie septentrionale de la presqu'île de Sörkapp (Spitsbergen). Biul. Peryglac.
KLIMASZEWSKI M. (1960). - Geomorphological studies of the western part of Spitsbergen between Kongsfjord and Eidemdukta. Zesz. Nauk. Uniw., seria nowa, zeszyt I, XXIII, p. 95-166.
KNAPE P. (1971). - C 14 dateringar av höjda stranlinjer, synkrona pinstensnivåer och iakttagelser av högsta kuslinjer på svalbard. Unpubl. lic. dissert., Stockholm Univ. Naturgeogr. Inst., 142 p.
KNIPOWITSCH N. (1902 et 1903). - Zoologische Ergebnisse der russischen Expeditionen nach Spitzbergen. Mollusca und Brachiopoda, II und III, Annuaire du Musée zool. de l'Acad. Imp. des Sc. St. Petersbourg, VII, VIII.
KOCH L. (1945). - The East Greenland ice. Medd. Grönland, CXXX, 3.
KONOVALOV G.V. (1961). - Unusual iceberg. Sov. Antarctic Exp., Inform. Bull., XXV.
KOSHECHKIN B.I. (1958). - Traces of the activity of moving ice on shallow bottoms in the North Caspian. Trudy Lab. Aerometod. Akad. Nank. S.S.S.R., VI, p. 227-234.
KUC M. (1964 a). Deglaciation of Treskelen-Treskelodden in Hornsund, Vestspitsbergen, as shown by vegetation. Stud. Geol. Polon., Warszawa, XI, p. 198-205.
KUC M. (1964 b). - Some botanical observations in connection with the "Whale Method" of calculating the land uplift in Hornsund. Stud. Geol. Polon., XI, p. 207-215.
KUC M. (1968). - Some botanical observations in connection with the "Whale Method" of calculating the land uplift in Hornsund, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee, Warszawa, p. 125-127.
KULIKOV N.N. (1962). - Discovery of morainic material on a fragment of an overturned iceberg. Sov. Antarctic Exped., Inform. Bull., XXXI, p. 70-73.
KULLING O. (1930). - Stratigraphic studies of the geology of Northeast Greenla Medd. Grönland, LXXIV, 13.
KULLING O. and AHLMANN H.W.SON(1936).-Observations on Raised Beaches and their Faunas Surface Markings. Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer 1931. Geogr. Ann., XVIII, p. 1-19.
KUSUNOKI K. (1962). - Hydrography of the Arctic Ocean with special reference to the Beaufort Sea. Contrib. Inst. of Low Temperature Sci., XVII A, p. 1-74.
LACHENBRUCH A.H. (1962). - Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. Special G.S.A. papers, LXX, Publ. by the Geol. Soc. of Amer., New-York, 69 p.
LACHENBRUCH A.H. and OTHERS (1962). - Temperatures in permafrost. Temperature, its measurement and control in science and industry. Reinhold Publ. Corp., New-York, III, p. 791-803.
LAING J. (1818). - A voyage to Spitsbergen. Edinburgh, 165 p.
LAKTIONOV (1959). - Les recherches océanographiques dans l'Arctique central. Cah. Oceanogr., XI, 10, p. 715-725.

LAMBOY M. (1967). - L'utilisation de la pipette d'Andreasen et l'établissement des courbes de concentration en granulométrie. Cah. Oceanogr., XIX, p. 137-145.
LAMPLUGH G.H. (1911). - On the shelly Moraine of the Sefström Glacier and other Spitsbergen phenomena illustrative of British glacial conditions. Proc. Yorksh. Geol. Soc., XVII, 3, p. 216-241.
LAUTRIDOU J.P. (1971). - Conclusions générales des expériences de gélifraction expérimentale. Centre Géomorphol. C.N.R.S. de Caen, X, p. 65-84.
LEPLEY L.P. (1964). - Submarine Geomorphology of Eastern Ross-Sea and Sulzberger Bay-Antarctica. Mar. Geol., II, 4, p. 253-261.
LEWIS W.V. (1936). - Nivation, river grading, and shoreline development in south-east Iceland. Geogr. J., XXXVIII, p. 431-447.
LIESTÖL O. (1960). - Glaciers of the present day. In Holtedahl O. (ed.) : "Geology of Norway", Norges Geol. Undersök, CCVIII, p. 482-490.
LIESTÖL O. (1962). - Talus terraces in Arctic regions. Årbok 1961, Norsk Polarinstitutt, p. 102-105.
LIESTÖL O. (1970). - Glaciological work in 1969. Årbok 1969, Norsk Polarinstitutt, p. 116.
LIESTÖL O. (1972 a). - Submarine moraines off the west coast of Spitsbergen. Årbok 1970, Norsk Polarinstitutt, p. 165-168.
LIESTÖL O. (1972 b). - Glaciological work in 1970. Årbok 1970, Norsk Polarinstitutt, p. 240-251.
LISITSYN A.P. (1962). - Bottom sediments of the Antarctic. Amer. Geophys. Union, Antarctic Research, Geophys. monogr., VII, p. 81-88.
LLIBOUTRY L. (1965 a). - Traité de Glaciologie. Masson, 2 tomes, 1040 p.
LLIBOUTRY L. (1965 b). - Grandes glaciations et recul des glaciers. Paris, Palais de la Découverte, 20 p.
LLIBOUTRY L. (1965 c). - Idées actuelles concernant les grandes glaciations. Bull. de l'A.F.E.Q., 4-5, p. 257-265.
LÖKEN O.H. (1962). - The late-glacial and postglacial emergence and the deglaciation of northernmost Labrador. Geogr. Bull., XVII, p. 23-56.
LÖKEN O.H. (1965). - Postglacial emergence at the south end of Inugsuin Fiord, Baffin Island, N.W.T. Geogr. Bull., VII, 3-4, p. 243-258.
LUNDE T. (1961). On the snow accumulation in Dronning Maud Land. Norsk Polarinstitutt Skr., CXXIX, 48 p.
LUNDE T. (1963). - Sea ice in Svalbard region 1957-1962. Årbok 1962, Norsk Polarinstitutt, p. 24-34.
LUNDE T. (1965). - Ice conditions at Svalbard 1946-1963. Årbok 1963, Norsk Polarinstitutt, p. 61-80.
MAC ALESTER A.L. and RHOADS D.C. (1967). - Bivalves as bathymetric indicators. Mar. Geol., V, 516, p. 383-388.
MACAR P. (Ed.) (1966). - L'évolution des versants. Univ. Liège et Acad. Roy. Belg. Liège, 384 p.
MACAR P. and BIROT P. (1965). - Commission on the evolution of slopes. I.G.U. News letter, VI.
MAC CANN S.B. and OWENS E.H. (1967). - Raised and modern shoreline features in the Resolute area, Cornwallis Island, N.W.T. Arctic Inst. North America, Unpub. Rep., 24 p.
MAC CANN S.B. and OWENS E.H. (1969). - The size and shape of sediments in three Arctic beaches, S.W. Devon Island, N.W.T., Canada. Arctic and Alpine Res., I, p. 267-278.

MAC CARTHY G.R. (1953). - Recent changes in the shoreline near Point Barrow, Alaska. Arctic, VI, p. 44-51.

MAC MANUS D.A., KELLEY J.C. and CREAGER J.S. (1969). - Continental shelf sedimentation in an Arctic environment. Bull. Geol. Soc. Amer., LXXX, p. 1961-1984.

MAC WHAE J.R.H. (1952). - The major fault zone of Central Spitsbergen. Quart. J. Geol. Soc. London, CXVIII, p. 209-232.

MAINGUET-MICHEL M., LAUTRIDOU J.P. et PELLERIN J. (1971). - Action du gel sur les grès. Centre géomorphol. C.N.R.S., Caen, IX, p. 9-24.

MALAURIE J. (1949). - Evolution actuelle des pentes sur la côte Ouest du Groenland. Bull. Ass. Geogr. Fr., p. 198-199.

MALAURIE J. (1950). - La Baie de Disco, côte Ouest du Groenland. Bull. Ass. Geogr. Fr., p. 206-207.

MALAURIE J. (1968). - Thèmes de Recherche Géomorphologique dans le Nord-Ouest du Groenland. Mém. et Doc. C.N.R.S., 495 p.

MALAURIE J. et GUILLIEN Y. (1953). - Le modelé cryo-nival des versants meubles de Skansen (Disko,Groenland). Interprétation générale des grèzes litées. Bull. Soc. Géol. Fr., III, p. 703-721.

MANUM S. (1962). - Studies in the tertiary flora of Spitsbergen with notes on tertiary floras of Ellesmere Island, Greenland and Iceland. A palynogical investigation. Norsk Polarinstitutt Skr., CXXV, 127 p.

MARTHINUSSEN M. (1960). - Coast and fjord area of Finmark. In Holtedahl O.(ed.) "Geology of Norway", Norges Geol. Undersök., CCVIII, p. 416-429 et p. 431-434.

MATHIASSEN T. (1933). - Contribution to the geography of Baffin Land and Melville Peninsula : Report of the fifth Thule Expedition 1921-1924, 3, 102 p., Copenhagen, Gyldendalske Boghandel, Nordisk Forlag.

MATTHEWS B. (1967). - Late Quaternary Land Emergence in Northern Ungava, Quebec. Arctic, XX, 3, p. 176-202.

MEIER S. (1966). - Arktis-Expedition 1964-1965. Wissensch. Fortschr., III, p. 133-137.

MERCER J.H. (1961). - The response of fjord glaciers to changes in the firn limit. J. Glaciol., III, 29, p. 850-858.

MILLOT G. (1964). - Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.

MOIGN A. (1965). - Contribution à l'étude littorale et sous-marine de la Baie du Roi (Spitsberg). Cah. Océanogr., XVII, p. 543-564.

MOIGN A. (1966). - Formes sous-marines et littorales de la Baie du Roi (Spitsbe Méthodes d'études, aspects et problèmes. Bull. Ass. Geogr. Fr., 342-343, p. 11-24.

MOIGN A. et GUILCHER A. (1967). - Une flèche littorale en milieu périglaciaire arctique : la flèche de Sars (Spitsberg). Norois, LVI, p. 550-568.

MONJUVENT G. (1966). - Quelques observations sur le Quaternaire au Spitsberg. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 93-109.

MOORE G.W. (1966). - Arctic beache sedimentation . Environment of the Cape Thompson region, Alaska. U.S. Atomic Energy Comm. Rept. PNE-48, p. 587-608.

MOORE G.W. (1967). - Arctic beaches , in R.W. Fairbridge : The Encyclopedia of Geomorphology, New-York, p. 21-22.

MOORE D.G. et CURRAY J.R. (1964). - Wave-Base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces : discussion. Geol. Soc. Amer. Bull., LXXV, p. 1267-1274.

MÖRNER N.A. (1969 a). - The late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish West Coast. Deglaciation, shore level displacement, chronology, isostasy and eustasy. Sveriges Geol. Undersökg, LXIII, 3, 487 p.

MÖRNER N.A. (1969 b). - Eustatic and climatic changes during the last 15 000 years. Geol. en Mijnbouw, XLVIII, 4, p. 389-399.

MORTENSEN H. (1930). - Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen eines vergleichenden Morphologie der Klimazonen. Petermanns Geogr. Mitt. Ergh., CCIX.

MOSBY H. (1936). - Physical oceanography. In "Scientific results of the Swedish-Norwegian Expedition in the summer 1931". Geogr. Ann., XVIII, p. 20-29.

MOSBY H. (1938). - Svalbard waters. Geofys. Publ., XII, 4.

MOSS R. (1938). - The Physics of an ice-cap. Geogr. J., XCII, 3, p. 211-231.

MUXART R. (1966). - Recherches de Géochimie externe au Spitsberg. "Spitsberg 1964", Lyon, p. 321-328.

NAGY J. (1965). - Oil exploration in Spitsbergen. Polar Rec., XII, 81, p. 703-708.

NANSEN F. (1902). - The norwegian North Polar Expedition 1893-1896. Christiania, III, 427 p.

NANSEN F. (1915). - Spitsbergen waters. Vidensk Selsk.Skr. I, Mat. Naturr. Klasse , 2.

NANSEN F. (1922). - The strandflat and Isostasy.Vidensk Selsk.Skr. I, Mat. Naturr. Klasse, XI, 313 p.

NATHORST A.G. (1910). - Beiträge zur geologie der Bären-Insel, Spitzbergens, und des König-Karl-Landes. Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, X, p. 261-416.

NATIONAL KOMITTEE FÜR GEODÄSIE UND GEOPHYSIK DER D.D.R.(1966) - Deutsche Spitzbergen Expedition 1962, hydrometeorologische arbeiten am mittleren lovengletscher in der Kingsbay.III, 2, 101 p.

NATIONAL KOMITTEE FÜR GEODÄSIE UND GEOPHYSIK DER D.D.R. (1967). - Die wissenschaftichen ergebenisse der deutschen Spitzbergenexpedition 1964-1965. III, 9, 138 p.

NICHOLS R.L. (1953 a). - Marine and Lacustrine ice-pushed ridges. J. Glaciol., II, p. 172-175.

NICHOLS R.L. (1953 b). - Geomorphologic observations at Thule, Greenland, and Resolute Bay, Cornwallis Islands, N.W.T.,Amer. J. Sci., CCLI, p. 268-275.

NICHOLS R.L. (1961). - Characteristics of beaches formed in Polar climates Am. Journ. of Sci., CCLIX, p. 694-708.

NICHOLS R.L. (1966). - Geomorphology of Antarctica. Amer. Geophys. Union, Antarctic Res. Serv., VIII, p. 1-46.

NOE-NYGAARD A. (1932). - Remarks on Mytilus edulis L. in raised beaches in East Greenland. Medd. Grönland, XCL, 2.

NOE-NYGAARD A. (1951). - Sub-fossil Hecla pumice from Denmark. Medd. Dansk Geologisk Foren., XII, p. 35-46.

NORRMAN J.O. (1964). - Lake Vättern. Investigation of shore and bottom morphology. Geogr. Ann., XLVI A, 1-2, 238 p.

NORSK METEOROLOGS ARBOK. Un volume par an.

NUSSER F. (1956). - Eine neue internationale Eisnomenklatur. Dtsche Hydrogr. Z., IX, p. 174-183.

OCKELMANN W.K. (1958). - Marine lamellibranchiata - Zoology of East Greenland. Medd. Grönland, IV, 122.
ODELL N.E. (1937). - The Glaciers and Morphology of the Franz Josef Fjord Region of North-East Greenland. Geogr. J. XC.
ODHNER N.H. (1915). - Zoologische Ergebnisse der Schwedischen Expedition nach Spitzbergen 1908. Die Molluskenfauna des Eisfjordes. Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., LIV, 1.
OLSSON I.U. and BLAKE W.S. (1961-1962). - Problems of radiocarbon dating of raised beaches, based on experience in Spitsbergen. Norsk Geogr. T., XVIII, p. 47-64 ; Medd. Norsk Polarinstitutt, LXXXIX, p. 1-18.
OLSSON I.U. and KILICCI S. (1964). - Uppsala Natural Radiocarbon Measurements IV. Radiocarbon, VI, p. 296-297.
OLSSON I.U. and PIYANUJ P. (1965). - Uppsala Natural Radiocarbon Measurements V. Radiocarbon, VII, p. 317-318.
OMDAL K. (1953). - Drivisen ved Svalbard 1924-1939. Medd. Norsk Polarinstitutt, LXXII, 21 p.
O'NEILL J.J. (1924). - The geology of the Arctic coast of Canada West of the Kent Peninsula : Canadian Arctic Expedition 1913-1918. Rep. V-II, pt. A, 107 p.
ORVIN A.K. (1934). - Geology of the King's Bay Region, Spitsbergen. Skr. om Svalbard og Ishavet, LVII, 195 p.
ORVIN A.K. (1940). - Outline of the Geological history of Spitsbergen. Skr. om Svalbard og Ishavet, LXXVIII, 57 p.
ORVIN A.K. (1947). - Bibliography of literature about the Geology, physical Geography, useful minerals and mining of Svalbard. Skr. Norges Svalbard og Ishavs undersökelser, LXXXIX, 121 p.
ORVIN A.K. (1958). - Supplement : to the Place-Names of Svalbard. Dealing with new names 1935-1955. Norsk Polarinstitutt Skr., CXII, p. 7-133.
OWENS E.H. and MAC CANN S.B.(1970). - The role of ice in the Arctic Beach environment with special reference to Cap Ricketts, south west Devon island, Northwest Territories, Canada . Amer. J. Sci., CCLXVIII, p. 397-414.
PEACH A.M. (1916). - The preglacial platforms and raised beaches of Prince Charles Foreland. Trans. Edinburgh Geol. Soc., X, p. 289-306.
PEGUY Ch. P. (1961). - Précis de climatologie. Masson, Paris, 348 p.
PEGUY Ch. P. (1968). - La Neige. Que Sais-Je ? P.U.F., 126 p.
PEWE T.L. (1962). - Age of the Spit at Barrow, Alaska. Geol. Soc. Amer. Bull., LXXIII, p. 1287-1292.
PIA SECKI H. (1968). - Talus cones in the Hornsund region, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee, Warszawa, p. 201-209.
PILLEWIZER W. (1962). - Deutsche Spitzbergenexpedition 1962. Petermanns geogr. Mitt., Dtsch., CVI, 4, p. 286.
PISSART A. (1966). - Etude de quelques pentes de l'Ile Prince Patrick. Ann. Soc. Geol. Belg. Bull., LXXXIX, 9, p. 377-402.
PISSART A. (1967 a). - Les pingos de l'île Prince Patrick (76º N - 120º W). Geogr. Bull., IX, 3, p. 189-217.
PISSART A. (1967 b). - Les modalités de l'écoulement de l'eau sur l'île Prince Patrick. Biul. Peryglac., XVI, Lódź, p. 217-224.
PITTY A.F. (1971). - Introduction to Geomorphology. Methuen, London, 526 p.
POPOV E.A. (1959). - The effects of ice bodies and shore ice on coastal dynamics. Trudy Okeanogr. Komiss. Akad. Nauk. S.S.S.R., IV.

.OUNDER E.R. (1966). - La Physique de la glace de mer. In "The Sea", I, p. 826-838.
PRICE W.A. and WILSON B.W. (1956). - Cuspate spits of St Lawrence Island, Alaska ; a discussion . J. Geol., LXIV, p. 94-95.
RAPP A. (1957). - Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. Z. Geomorphol., N.F. 1.
RAPP A. (1960 a). - Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geogr. Ann.
RAPP A. (1960 b). - Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skr., CXIX, 96 p.
RAPP A. (1963). - Solifluction and avalanches in the Scandinavian Mountains. Permafrost International Conference, Lafayette, Indiana 1963, Proceed. Nat. Ac. of Sc. Nat. Res. Coun. Washington D.C.
REINHARD H. (1958). - Über wirkungen des eises an der küste. Wissensch. Z. Univ. Greifswald Math. Naturwissensch. Reihe, VIII, 1-2, p. 135-141.
REKSTAD J. (1912). - Bidrag til Nordre Helgelands geologi. Norges Geol. Undersökelse, LXII.
REKSTAD J. (1915). - Om strandlinjer og strandlinjedannelse. Norsk Geogr. T., III, 8.
REUSCH H. (1894). - Strandfloden, et nyt traek i Norges geographi. Norges Geol. Undersög, Christiania, XIV, p. 14.
REX R.W. (1955). - Microrelief produced by sea ice Grounding in the Chukchi Sea near Barrow, Alaska. Arctic, VIII, p. 177-186.
REX R.W. (1964). - Arctic beaches, Barrow, Alaska . In Marine Geology, Shepard commemorative volume, New-York et Londres, 1964, p. 384-400.
REX R.W. and TAYLOR E.J. (1953). - Littoral sedimentation and the annual beach cycle of the Barrow area, Alaska. Stanford Univ., Office of Naval Research, final Rep., I, contract 225 (09), 67 p.
RIVIERE A. (1952). - Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Indices caractéristiques en interprétation géologique. Notion de faciès granulométrique. Bull. Soc. Géol. Fr., II, 6, p. 155-167.
ROGERTSON R.J. (1967). - Glacial Geomorphology and postglacial uplift between Deception Bay and Cape Weggs, Northern Ungava. Mac Gill papers ; Thesis M. Sc.
ROMANOVSKY V. (1943). - Oscillations du rivage et bathymétrie dans la région Sud de la Baie du Roi (Spitzberg). Bull. Soc. Geol. Fr., XIII, 5, p. 85-90.
ROUGERIE G. (1970). - Micro-milieux et paysages végétaux au Spitsberg Nord-occidental. Mém. et Doc. C.N.R.S., X, p. 157-162.
ROUVILLOIS A. (1966). - Contribution à l'étude micropaléontologique de la Baie du Roi au Spitsberg. Rev. Micropaléontol., IX, 3, p. 169-176.
ROZYCKI S.Z. (1957). - Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la Terre de Torell (Spitsbergen). Biul. Peryglac., V, p. 187-224.
ROZYCKI S.Z. (1959). - Geology of the North-western part of Torell Land, Vest-spitsbergen. Stud. Geol. Polon., II, p. 1-98.
SAHLSTRÖM K.E. (1915). - Om den glaciala erosionen a den norska strandflaten. Geol. Föreningens Förhandl., XXXVI.
SANDFORD K.S. (1926 a). - Summer in North-East Land, 1924. The climate and surface changes. Geogr. J., LXVIII, p. 200-225.
SANDFORD K.S. (1926 b). - The Geology of North-East Land (Spitsbergen). Quart. J. Geol. Soc. London, LXXXII, p. 615-668.

SANDFORD K.S. (1929). - The glacial conditions and Quaternary History of North-East Land. Geogr. J., LXXIV, p. 451-470 ; p. 543-552.

SANDFORD K.S. (1935). - North-East Land, 1924 and 1931. Geogr. Ann.,XVII, p. 219-227.

SANDFORD K.S. (1950). - Observations on the geology of the northern part of North-East Land. Quart. J. Geol. Soc. London, CV, p. 461-491.

SANDFORD K.S. and FRAZER R.A. (1925). - The Oxford University Arctic Expedition 1924. II. Geology and Glaciology. Geogr. J., LXVI, p. 114-120.

SCHALK M.S. and HUME J.D. (1961). - Sea-ice movement of beach material in the vicinity of Point Barrow, Alaska. J. Geophys. Res., LXVI, p. 2558-2259.

SCHOU A. (1945). - Det marine Foreland. Copenhague, 236 p.

SCHYTT V., HOPPE G., BLAKE W.Jr. and GROSSWALD M.G. (1967). - The extent of the Würm Glaciation in the European Arctic. A preliminary report about the Stockholm University Svalbard Expedition 1966. Medd. Naturgeogr. Inst. Stockholm Univ., A 20 (Int. As. Sci. Hydro. Gen. Ass. of Bern, 1967, Ext. Publ. 79), p. 207-216.

SEDERHOLM J.J. (1913). - Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. Bull. de la Commission Géologique de Finlande, VI, 37.

SHAPIRO A. and SIMPSON L.S. (1953). - "The effect of broken ice field on water waves". Am. Geophys. Union Trans., XXXIV, p. 36-43.

SHEPARD F.P. (1963). - Thirty-five thousands years of sea level. Clements T. (ed.) : "Essays in marine geology in honour of K.O. Emery", p. 1-10.

SHEPARD F.P. and CURRAY J.R. (1967). - Carbon 14 determination of sea level changes in stable areas. Progr. Oceanogr., IV, p. 283-291.

SHERMAN A. and WENGERD (1951). - Elevated strandlines of Frobisher Bay, Baffin Island, Canadian Arctic. Geogr. Rev., XLI, 4, p. 622-637.

SJÖSTEDT L.G. (1928). - Littoral and supralittoral studies on the Scanian shores. Lunds Univ. Årsskrift, N.F. Avd. 2, XXIV, 7.

SLAVCITAJS L. (1929). - Spaltenbildung in der Eisdecke und Eisschiebungen an der Küste des Rigaschen Meerbusens im Winter (1928-1929). Ann. Hydrog LVII, p. 411-414.

STÄBLEIN G. (1969). - Die pleistozäne Vereisung und ihre isostatischen Auswirkungen im Bereich des Bellsunds (West-Spitzbergen). Communication, Deutsche Gessellschaft für Polarforschung, Munster, april 1969.

STAFF H.V. und VEDEKIND R. (1910-1911). - Der Oberkarbone Foraminiferensapropel Spitzbergens (Tafeln II-IV). Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, X, p. 81-123.

STANLEY D.J. (1968). - Reworking of glacial sediments in the Northwest Arm, a fjord-like inlet on the southeast coast of Nova Scotia. J. Sediment. Petrol., XXXVIII, p. 1224-1241.

STANLEY D.J. and COK A.E. (1968). - Sediment transport by ice on the Nova Scotian Shelf. In Natl. Symposium Ocean. Sci. and Eng. of Atlantic Shelf, Trans., Washington, D.C., Marine Technology Society, p. 109-125.

STEENSTRUP K.J.V. (1907). - Kan Tangranden benyttes till Bestemmelse af Forandinger i Vandstraden. Medd. Grönland, XXXIII.

STEPHENS N. and SYNGE F.M. (1966). - Pleistocene shore lines. In, G.H. Dury (ed.), "Essays in Geomorphology". Hernemann, London, p. 1-51.

STOCKS T. (1950). - Die Tiefenverhältnisse des Europäischen Nordmeeres. Dtsche Hydrogr. Z., III, 1-2, p. 93-100.

STRÖM K.M. (1948). - The geomorphology of Norway. Geogr. J., CXII, p. 19-27.
STRÖMBERG B. (1972). - Glacial striae in Southern Hinlopenstretet and Kong-Karls Land, Svalbard. Geogr. Ann., LIV A, 2, p. 53-65.
SVENDSEN P. (1959). The algal vegetation of Spitsbergen. A survey of the marine algal flora of the outer part of Isfjorden. Norsk Polarinstitutt Skr., CXVI, 51 p.
SWIFT D., STANLEY D. and CURRAY J. (1971). - Relict sediments on continenta shelves : a reconsideration. J. Geol., LXXIX, p. 322-346.
SYNGE F.M. (1969). - The raised shorelines and deglaciation chronology of Inari, Finland, and South Varanger, Norway. Geogr. Ann., LI A, p. 193-205.
SZCZEPANKIEWICZ S. (1968). - Geomorphological Processes active in the periglacial zone at Hornsund, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee, p. 185-193.
SZERSZEN L. (1968). - Preliminary investigations of soil cover in the region of Hornsund, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., III I.G.Y./I.G.C. Committee, p. 217-227.
TANNER V. (1931). - L'étude des terrasses littorales en Fennoscandie et l'homotaxie continentale. Congr. Intern. Géogr. Paris, II, 1, p. 61-74.
TARR R.S. (1897). - The Arctic Sea-Ice as a geological agent. Amer. J. Sci., Fourth Series, III, 15, p. 223-229.
TARR R.S. and BUTLER E.S. (1909). - The Yukutat Bay Region, Alaska. U.S. Geol. Surv., Prof. paper, LXIV, 183 p.
TERASMAE J. (1961). - Notes on late Quaternary climatic changes in Canada. Ann. New-York Acad. Sci., XCV, p. 658-675.
THOMPSON H.R. (1953). - Geology and geomorphology in Southern Nordaustlandet Spitsbergen. Proc. Geologists' Ass., LXIV, p. 293-312.
TIETZE W. (1962). - Ein Beitrag zum geomorphologischen Problem der Strandflate. Petermanns Geogr. Mitt., CVI, p. 1-20.
TRECHNIKOV A.F. (1960). - Nouvelles données sur le relief du fond et sur les eaux du bassin arctique. Cah. Océanogr., XII, 9, p. 622-630.
TRICART J. (1963). - Géomorphologie des régions froides. Orbis, P.U.F., Paris, 289 p.
TRICART J. et CAILLEUX A. (1962). - Le modelé glaciaire et nival. Traité de Géomorphologie, tome III, SEDES, Paris, 508 p.
TRICART J. et CAILLEUX A. (1967). - Le modelé des régions périglaciaires. Traité de Géomorphologie, tome II, SEDES, Paris, 512 p.
TYRRELL G.W. (1921). - Geographical Observations in Spitsberg 1919 and 1920. Scott.Geogr. Mag., XXXVII, Edinburgh, p. 227-242.
TYRRELL G.W. (1922). - The Glaciers of Spitsbergen. Trans. Geol. Soc. Glasgow, XVII, p. 1-48.
TYRRELL G.W. (1924). - The Geology of Prince Charles Foreland, Spitsbergen. Trans. R. Soc. Edinburgh, LIII, II, 23, p. 443-478.
VERGER F. (1963). - Les techniques de l'analyse granulométrique. Mém. et Doc. C.N.R.S., IX, 64 p.
VIL'NER B.A. (1955). - Feature of coastal dynamics in Northern waters. Occasional papers, Inst. Oceanography, Akad. Sci.,U.S.S.R.,IV.
VINCENT M. et GEOFFRAY H. (1970). - Etude d'un régime glaciaire en fonction de la température et de l'ensoleillement, Baie du Roi, été 1966. Mém. et Doc. C.N.R.S., p. 107-113.

VINJE T.E. (1967). - The sea ice condition in Svalbard 1967. Årb. 1967, Norsk Polarinstitutt, p. 194-196.
VINJE T.E. (1968). - Sea ice observation in 1968. Årb. 1968, Norsk Polarinstitutt, p. 95-100.
VINJE T.E. (1972). - Sea ice and drift speed observations in 1970. Årb. 1972, Norsk Polarinstitutt, p. 256-263.
VISCHER A. (1940). - Der Postdevonische Bau Ostgrönlands Zwischen 73º und 75ºN. Medd. Grönland, CXIV, 4.
VIVIAN H. (1964). - Premières observations sur le régime estival des torrents glaciaires du Spitsberg (79º lat. Nord). Norois, XLIII, p. 283-307.
VIVIAN R. (1964). - Petits glaciers de haute latitude (Spitsberg 79º N). Rev. Géogr. Alpine, LII, 3, p. 513-531.
VIVIAN R. (1965). - Glaces mortes et morphologie glaciaire. Rev. Géogr. Alpine, LIII, 3, p. 371-401.
VIVIAN R. (1970). - Hydrologie et érosion sous-glaciaires. Rev. Géogr. Alpine, LVIII, 2, p. 241-264.
VOGT J.H.L. (1907). - Über die schräge senkung und die spätere schnäge Hebung des Landes im nördlichen Norwegen. Norsk Geogr. T., I, 6.
VOGT T. (1917). - Om recente og gamle strandlinjer i fast fjed. Norsk Geol. T., IV.
VOGT T. (1927). - Bretrykk-teori og jordskorpe-bevegelser i arktiske trakter i ny tid. Norsk Geogr. T., I.
VOGT T. (1932). - Landets senkning i nutiden på Spitzbergen og öst-Grönland. Norges Svalbard og Ishavs-Undersök, Medd. nº 15, p. 563-574.
VOGT T. (1933). - Late-Quaternary Oscillations of Level in Southeast-Greenland. Norsk Polarinstitutt Skr., LX, 44 p.
VOIGT U. (1965). - Die Bewegung der Gletscherzunge des Kongsvegen (Kingsbay, Vestspitzbergen). Petermanns Geogr. Mitt., 8 p.
VORONOV P.S. (1965). - Discovery of marine sediment at the surface of the Lazarev ice shelf. Soviet Antarctic Exped., Inform. Bull., III, p. 320-323.
WASHBURN A.L. (1967). - Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada. Geol. Soc. Amer., Mem., XXII, 142 p.
WASHBURN A.L. (1965). - Geomorphic and vegetational studies in the Mesters Vig District, Northeast Greenland. Medd. Grönland, CLXVI, 1.
WELLMAN H.W. (1963). - Transport of pebbles over smooth ice in Antarctica. Nature, CXCVII, p. 681.
WENGERD S.A. (1951). - Elevated strandlines of Frobisher Bay, Baffin Island (Canadian Arctic). Geogr. Rev., XLI, 4, p. 622-637.
WERENSKJÖLD W. (1922). - Höie strandlinjer paa Spitzbergen. Norsk. Geol. T., VII, Kristiana, p. 7-12.
WIRTHMANN A. (1964). - Die Landformen der Edge-Insel in Südost-Spitzbergen. Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60, II. Franz Steiner, Wiesbaden.
WIRTHMANN A. und BÜDEL J. (1961). - Vorträge des Fridtjof-Nansen-gedächtnis, Symposions über Spitzbergen in Nansens 100. Geburtsjahr (Geb. 10-10-1861) vom 3 bis 11 april 1961 in Würzburg. Ergebnisse der Stauferland Expedition 1959/1960, Tranz Steiner, Wiesbaden, 86 p.
WORDIE J.M. (1921). Present-day conditions in Spitsbergen. Geogr. J., LVIII, p. 25-49.

NORDIE J.M. (1927). - The Cambridge Expedition to East Greenland in 1926. Geogr. J., LXX.
WRIGHT C.S. and PRIESTLY R.E. (1922). - Glaciology ; British (Terra Nova) Antarctica Expedition 1910-1913 . London, 581 p.
ZENKOVICH V.P. (1949). - Quelques facteurs de la formation des terrasses marines. Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R., LXV, 1, p. 53-55.
ZENKOVICH V.P. (1958). - The coasts of the Black Sea and the sea of Azov. Geografgiz.
ZENKOVICH V.P. (1967). - Processes of coastal development. London, 738 p.
ZUMBERGE J.H. and WILSON J.T. (1954). - Effects of Ice on shore development . Coastal Engineering, 4, p. 201-205.

TABLE DES FIGURES

AVANT-PROPOS

Fig. 1 - Le Svalbard 1

Fig. 2 - Localisation des zones étudiées 4

INTRODUCTION : Conditions et méthodes de recherche

Fig. 3 - Dragages et plongées dans le Kongsfjord 15

Fig. 4 - Dragages et plongées dans la zone du Krossfjord 16

Fig. 5 - Dragages et plongées dans la zone Nord du Forlandsund 17

Fig. 6 - Dragages et plongées dans le Sud du Forlandsund et dans l'Isfjord 19

1ère Partie : L'originalité du cadre physique

CHAPITRE I - Le climat et la mer

Fig. 1-1 - Le Svalbard dans la circulation océanique 36

Fig. 1-2 - Répartition générale de la glace de mer (1968) 54

Fig. 1-3 - Répartition moyenne de la glace de mer (pour la période 1919-1943) 56

Fig. 1-4 - Position de la banquise en mars. Moyenne 1946-63 57

Fig. 1-5 - Position de la banquise en avril. Moyenne 1946-63 58

Fig. 1-6 - Position de la banquise en mai. Moyenne 1946-63 61

Fig. 1-7 - Position de la banquise en juin. Moyenne 1946-63 62

Fig. 1-8 - Position de la banquise en juillet. Moyenne 1946-63 65

Fig. 1-9 - Position de la banquise en août. Moyenne 1946-63 66

Fig. 1-10 - Position de la banquise en sept. Moyenne 1946-63 67

Fig. 1-11 - Position de la banquise en février. Moyenne " " 68

Fig. 1-12 - Tableau de la dérive de glace à Hopen 69

CHAPITRE II - Le cadre structural

Fig. 2-1 - Le Svalbard sur la plateforme continentale 72

Fig. 2-2 - Croquis géologique simplifié 76
Fig. 2-3 - Les hautes surfaces d'aplanissement glaciaire dans la région de la Baie du Roi 82

CHAPITRE III - Paysages glaciaires et zone littorale : leur interdépendance

Fig. 3-1 - Carte de l'englacement au Svalbard 86
Fig. 3-2 - Zones terminales des glaciers. Croquis de localisation 88
Fig. 3-3 - Variations du front du Glacier du Roi d'après les travaux de l'expédition D.D.R. 1962 90
Fig. 3-4 - Le Lilliehöökbre (1966) 92
Fig. 3-5 - Holmströmbre (1966). Moraine terminale précédée d'un sandur. 97
Fig. 3-6 - Geikiebre 1966 99
Fig. 3-7 - Dårodesbre - 1966 99
Fig. 3-8 - Eidembre - 1966 101
Fig. 3-9 - Murraybre - 1966 103
Fig. 3-10 - Aavatsmarkbre - 1966 103
Fig. 3-11 - Sefströmbre - 1966 105
Fig. 3-12 - Glacier du 14 Juillet 1966 106
Fig. 3-13 - Comfortlessbre - 1966 106
Fig. 3-14 - Walhenbergbre, 1966 108
Fig. 3-15 - Borebre - 1966 109
Fig. 3-16 - Fluctuations du front du Tunabre et du Von Postbre, d'après Liestöl, 1972 (Arbok) 112
Fig. 3-17 - Le recul du Mayerbre 114

2e Partie : Présentation régionale des littoraux et des strandflats

CHAPITRE IV - Les îles du Nord-Ouest : Dansköya et Amsterdamöya

Fig. 4-1 - Dansköya et Amsterdamöya - Localisation 124
Fig. 4-2 - Dansköya et Amsterdamöya 126
Fig. 4-3 - Fausses falaises et falaises vives 130
Fig. 4-4 - Le littoral dans les blocs 130

CHAPITRE V - L'île du Prince Charles

Fig. 5-1 - Croquis géologique 134
Fig. 5-2 - Localisation des croquis morphologiques 138
Fig. 5-3 - Forlandsletta (Sud) 141
Fig. 5-4 - Forlandsletta (Nord) 143
Fig. 5-5 - Fuglehuken - Aberdeenflya - Heemskerckneset 145
Fig. 5-6 - Lagune Richard et Fuhrmeisterstranda 150

CHAPITRE VI - Les régions du Kongsfjord et du Krossfjord

Fig. 6-1 - La structure de la région du Kongsfjord et du Krossfjord 162
Fig. 6-2 - Géologie de la péninsule de Brögger 164
Fig. 6-3 - Péninsule de Brögger (N-E) 169
Fig. 6-4 - Kvadehuk 172
Fig. 6-5 - Coupe NNW-SSE à travers le strandflat de Kvadehuk 176
Fig. 6-6 - Cap Guissez 180
Fig. 6-7 - Cap Mitra 182
Fig. 6-8 - Leinstranda 189
Fig. 6-9 - Rive Est du Krossfjord 192
Fig. 6-10 - Krossfjord (amont) 194
Fig. 6-11 - Entre Ny Alesund et le Glacier du Roi 202
Fig. 6-12 - La région du Blomstrand 207

CHAPITRE VII - Les strandflats du Forlandsund

Fig. 7-1 - Localisation des strandflats du Forlandsund 216
Fig. 7-2 - Le strandflat de Sarsöyra 218
Fig. 7-3 - Coupes dans la région de Sarsöyra 222
Fig. 7-4 - Le strandflat de Kaffiöyra 230
Fig. 7-5 - Coupes dans les falaises de Kaffiöyra 233
Fig. 7-6 - Le strandflat de Svartfjellstranda 236
Fig. 7-7 - Le strandflat de Daudmannsöyra 243

CHAPITRE VIII - Les strandflats autour de l'Isfjord

Fig. 8-1 - Le strandflat d'Erdmannfl, 254
Fig. 8-2 - Croquis de détail (Erdmannodden) 258
Fig. 8-3 - Le strandflat de Bohemanflya 262
Fig. 8-4 - Le strandflat de Blomesletta 266
Fig. 8-5 - Coraholmen 270
Fig. 8-6 - Le glacier Sefström et Coraholmen 272
Fig. 8-7 - Croquis géologique (Nord du Sassenfjord) 275
Fig. 8-8 - La région de Gips et de Bjona 276
Fig. 8-9 - Au Sud du Sassenfjord et autour du Tempelfjord (croquis morphologique) 289
Fig. 8-10 - La région de l'Adventfjord. Croquis morpholqgique 296

3e Partie : Les processus d'évolution du littoral en région périglaciaire

CHAPITRE IX - Les particularités de l'évolution littorale sous l'effet du froid

Fig. 9-1 - L'ablation au front des glaciers marins 310
Fig. 9-2 - Un iceberg 316
Fig. 9-3 - Croquis synthétique des microformes créées par les icebergs 320
Fig. 9-4 - Types de pieds de glace 335
Fig. 9-5 - Conditions de localisation de la flèche Sars 342
Fig. 9-6 - Pied de glace de plage 344
Fig. 9-7 - Pied de glace de cordon 348
Fig. 9-8 - Farmhamna 348

CHAPITRE X - La part des processus périglaciaires et azonaux dans l'évolution des formes d'accumulation

Fig. 10-1 - Figures de sols polygonaux 373
Fig. 10-2 - Graphique des médianes d'indices d'émoussés des galets anciens 373
Fig. 10-3 - D'après Greene, croquis illustrant la formation de "sea-ice kettles" 380

Fig. 10-4 - Cordons de boulders sur une plateforme de diabase 396
Fig. 10-5 - La flèche de blocs de la hutte Zoë 398
Fig. 10-6 - Les stations d'étude des galets et des sables (Krossfjord et Cap Mitra) 405
Fig. 10-7 - Histogramme d'indices d'émoussé de galets des cordons de bordure de strandflats 406
Fig. 10-8 - Les stations d'étude des galets et des sables (Brögger et Sarsöyra) 409
Fig. 10-9 - Les stations d'étude des galets et des sables de l'île du Prince Charles 410
Fig. 10-10 - Les stations d'étude des galets et des sables (Isfjord et Sud du Forlandsund ; Dansköya et Amsterdamöya) 413
Fig. 10-11 - Histogrammes d'indices d'émoussé des galets et cordons de pied de falaises 414
Fig. 10-12 - Histogrammes d'indices d'émoussé des galets de flèches de fermeture de baie 414
Fig. 10-13 - La flèche de Kobbefjorden 417
Fig. 10-14 - La flèche de fermeture de l'anse de Bouréeneset 420
Fig. 10-15 - Bjonapynten 424
Fig. 10-16 - L'ensemble des flèches de Bjonahamna 424
Fig. 10-17 - Les cordons de Richard Laguna 426
Fig. 10-18 - Histogramme d'indices d'émoussé des galets des pointes triangulaires et des tombolos 432
Fig. 10-19 - Courbes granulométriques des échantillons de plage 440
Fig. 10-20 - Le tombolo de Magdalenefjord 442

CHAPITRE XI - Evolution des falaises vives et mortes

Fig. 11-1 - Profils de falaises 452
Fig. 11-2 - Falaises dans les schistes 452
Fig. 11-3 - Falaise dans les dépôts de plage ancienne au Sud d'Aberdeenflya 458

Fig. 11-4 - Un "versant typique" du Spitsberg 458

4e Partie : Etude sous-marine. Les fjords et les strandflats immergés.

CHAPITRE XII - Les fjords

Fig. 12-1 - Localisation des profils-sondeur 472
Fig. 12-2 - R. 26 Ymerbukta SW-NE 473
Fig. 12-3 - R. 22 bis Kongsfjord S-N 475
Fig. 12-4 - R. 23 Kongsfjord N-S 476
Fig. 12-5 - R. 35 Adventfjord S-N 477
Fig. 12-6 - R. 10 Krossfjord W-E 479
Fig. 12-7 - R. 32 Tempelfjord S-N 480
Fig. 12-8 - R. 33 Tempelfjord S-N 481
Fig. 12-9 - R. 31 Tempelfjord N-S 483
Fig. 12-10 - R. 31, 32, 33 Trois profils dans le Tempelfjord 484
Fig. 12-11 - R. 8 Engelsbukta S-N 485
Fig. 12-12 - R. 9 Forlandsund Nord, E-W 487
Fig. 12-13 - R. 7 Engelsbukta SW-NE 488
Fig. 12-14 - R. 1 Kongsfjord N-S 489
Fig. 12-15 - R. 2 Kongsfjord N-S 491
Fig. 12-16 - R. 3 Kongsfjord S-N 492
Fig. 12-17 - R. 13 Krossfjord (Mayer) N-S 493
Fig. 12-18 - R. 14 Krossfjord (Mayer) N-S 495
Fig. 12-19 - R. 15 Krossfjord (Mayer) S-N 496
Fig. 12-20 - R. 4 Krossfjord (Mayer) S-N 497
Fig. 12-21 - R. 5 Krossfjord (Mayer) NW-SE 499
Fig. 12-22 - R. 11 Krossfjord aval SE-NW 500
Fig. 12-23 - R. 12 Krossfjord amont E-W 501
Fig. 12-24 - R. 29 Ekmanfjord E-W 503
Fig. 12-25 - R. 30 Gipsvika NW-SE 504
Fig. 12-26 - R. 25 Eidembukta SE-NW 505
Fig. 12-27 - R. 34 Sassenfjord S-N 507
Fig. 12-28 - R. 9 Forlandsund 508

ig. 12-29 - R. 28 Ekmanfjord amont NE-SW 509
F:g. 12-30 - R. 6 Forlandsund W-E 511
Fig. 12-31 - Kongsfjord et Krossfjord, croquis morphologique 513
Fig. 12-32 - R. 21 bis Mitra grunnen E-W 517
Fig. 12-33 - R. 23 Kongsfjord N-S 523
Fig. 12-34 - R. 24 Kongsfjord S-N 525
Fig. 12-35 - Carte de turbidité dans le Kongsfjord 531
Fig. 12-36 - Carte de turbidité dans le Krossfjord 533
Fig. 12-37 - Courbes granulométriques des mélanges à cailloux 542
Fig. 12-38 - Sédiments vaseux 544
Fig. 12-39 - Courbes granulométriques des versants à sédiments hétérogènes caillouteux bien classés 547
Fig. 12-40 - Courbes granulométriques des versants à sédiments hétérogènes caillouteux. Classement indéterminé. 549
Fig. 12-41 - Courbes granulométriques des versants sableux 551

ITRE XIII - Les strandflats immergés

Fig. 13-1 - Coupe à travers le strandflat immergé de Svartfjellstranda 561
Fig. 13-2 - Le strandflat immergé de Kvadehuk, paysage sous-marin 561
Fig. 13-3 - Versant sous-marin, en bordure d'un strandflat immergé 569
Fig. 13-4 - Paysage sous-marin de l'archipel Lovenöyane 569
Fig. 13-5 - Nature du fond et calcimétrie. Iles du Nord-Ouest 572
Fig. 13-6 - Nature du fond et calcimétrie. Kongsfjord 573
Fig. 13-7 - Nature du fond et calcimétrie. Krossfjord 574
Fig. 13-8 - Nature du fond et calcimétrie. Forlandsund Nord 575
Fig. 13-9 - Nature du fond et calcimétrie. Forlandsund Sud et Isfjord. 576
Fig. 13-10 - Les mélanges grossiers bien classés. Courbes granulométriques. 579

Fig. 13-11 - Les mélanges grossiers assez bien classés 582
Fig. 13-12 - Les mélanges fins très bien classés 586
Fig. 13-13 - Les mélanges fins très bien classés 587
Fig. 13-14 - Les mélanges fins normalement classés 589

5e Partie : Age et origine du strandflat
CHAPITRE XIV : Problème de l'âge des plages soulevées

Fig. 14-1 - Principaux niveaux de formes littorales soulevées 622
Fig. 14-2 - Courbes d'émersion, d'après nos datations d'échantillons 627
Fig. 14-3 - Répartition en pourcentages des fossiles de quelques plages soulevées 629
Fig. 14-4 - Carte bathymétrique du N-W du Spitsberg 637
Fig. 14-5 - Reconstitution des conditions glaciaires au moment où les vieilles moraines se déposèrent 639
Fig. 14-6 - Les replats de versants 641
Fig. 14-7 - Les variations du Borebre 649
Fig. 14-8 - Les trois stades tardiglaciaires 655
Fig. 14-9 - Courbes d'émersion 658
Fig. 14-10 - Comparaison de différentes courbes eustatiques 659
Fig. 14-11 - Essai de courbe d'émersion avec hypothèse de transgression (Spitsberg Central et Méridional) 659

CHAPITRE XV - L'origine du strandflat

Fig. 15-1 - Essai de schéma théorique montrant la mise en place des différents niveaux du strandflat 684

PLANCHES HORS TEXTE

- Légende des croquis morphologiques - Planche I.

- L'île du Prince Charles. Les grands traits morphologiques - Planche II.
- Les strandflats des régions du Kongsfjord et du Krossfjord - Planche III.
- Les strandflats de l'Isfjord - Planche IV.
- Carte bathymétrique du Kongsfjord et du Krossfjord - Planche V.
- Carte bathymétrique de l'Isfjord - Planche VI.

LISTE DES PRINCIPALES CARTES CONSULTEES

- Björnöya. 1 : 25 000.
- Björnöya. 1 : 10 000.
- Adventfjorden - Braganzavågen. 1 : 100 000.
- Svalbard. 1 : 2 000 000.
- The claims to land in Svalbard, 1927.
- Svalbard Nord, 1 : 500 000.
  Svalbard Sud, 1 : 500 000.
- Cartes topographiques, 1 : 100 000.
- Carte géologique, 1 : 500 000 (Spitsbergen, southern part).

Cartes marines

- Nº 501. Björnöya. 1 : 40 000.
- Nº 502. Björnöyfarvatnet. 1 : 350 000.
- Nº 503. Frå Bellsund til Forlandsrevet med Isfjorden. 1 : 200 000.
- Nº 504. Frå Sörkapp til Bellsund. 1 : 200 000.
- Nº 505. Norge - Svalbard, nordre blad. 1 : 750 000.
- Nº 506. Norge - Svalbard, söre blad. 1 : 750 000.
- Nº 507. Nordsvalbard. 1 : 600 000.
- Nº 508. Kongsfjorden og Krossfjorden. 1 : 100 000.
- Nº 509. Frå Storfjordrenna til Forlandsrevet med Isfjorden. 1 : 350 000.
- Nº 510. Frå Kapp Linné med Isfjorden til Sorgfjorden. 1 : 350 000.
- Nº 513. Svalbard Havner, échelles variées.
- Nº 514. Barentshavet. 1 : 2 000 000.
- Nº 515. Svalbard - Grönland. 1 : 200 000.
- Mouillages des côtes Ouest et Nord du Spitsberg, Service Hydrographique de la Marine, 5225.
- Mers de Norvège et du Groënland, Service Hydrographique de la Marine, 1 : 2 744 000, 6014.
- De la Baie de la Madeleine à la Baie Rouge, 1 : 65 000, Service Hydrographique de la Marine, 5239.

Photographies aériennes - Svalbard, 1966.

1 - La vedette "Kongsbre", dans le Kongsfjord. ?

Un glacier à front marin : le glacier Mayer. Le front est en phase de retrait. On remarque sur le versant que l'épaisseur du glacier a diminué. L'affluent se jette dans [illegible] principal par une cascade de glace.

3

4

Glaciers à front continental. Les glaciers Love, petits gla-
-cés de type alpin qui n'atteignent pas le fjord.

4 — La moraine frontale et la plage soulevée s'interposent entre le glacier et la mer (glacier Love).

5

6

6 La zone terminale du Comfortlessbre et de l'Uvërsbre : moraines anciennes et sandurs.

7 - La plage soulevée (234 m) à Dansköya.

8 - Glaciers de piémont (Ile du Prince Charles).

9 - Le cordon de 15-18 m (Ile du Prince Charles).

10 - Les dunes perchées de l'Ile du Prince Charles.

11

12

11 - Le front du glacier du Roi encore bloqué par la banquise, début juin.

12 - Un iceberg.

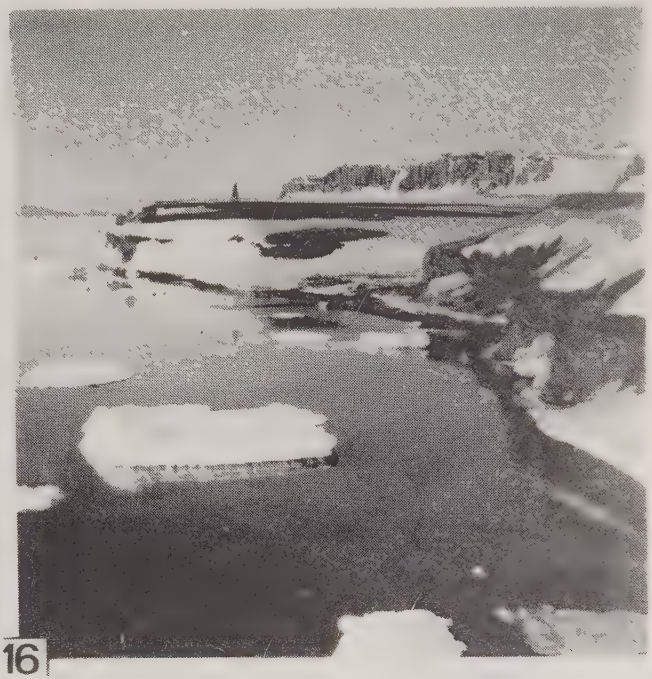
13

14

13 - Un iceberg.

14 - La "banquise fermée", à la mi-juin. Les crevasses dessinent un réseau de blocs aux formes géométriques.

15 - La "banquise ouverte", fin juin. C'est la débâcle.



16 - Pied de glace de falaise.

17 - Pied de glace de falaise.

18 - Pied de glace de falaise.

19 - Pied de glace de falaise.

20 - Pied de glace de plage.

21 - Pied de glace de cordon.

22 - Pitted beach ou plage à trous. Modelé glaciel éphémère de la plage en période de fonte.

23

24

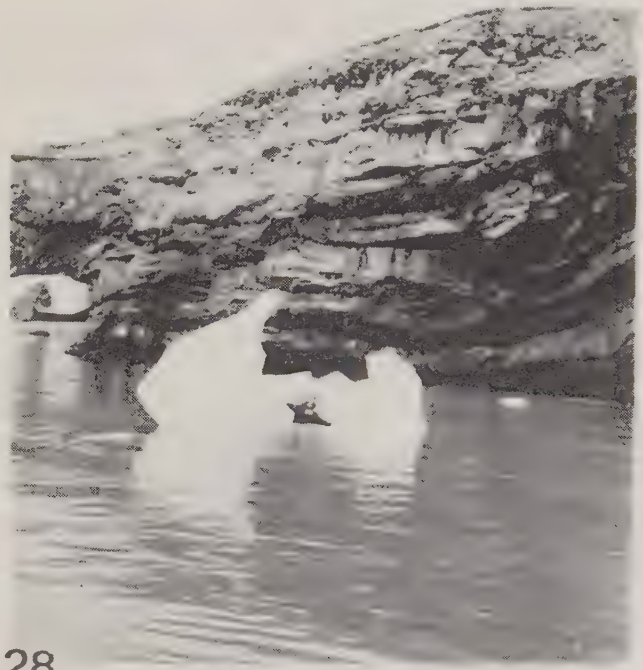
23 - Aménagement littoral dans le matériel fluvio-glaciaire (rive Sud du Kongsfjord).

24 - Le littoral à blocs dans la diabase (Gipshukodden. Sud-est).

25 - La flèche de la hutte Zoë (Krossfjord).

26 - Le littoral dans les blocs (Amsterdamöya).

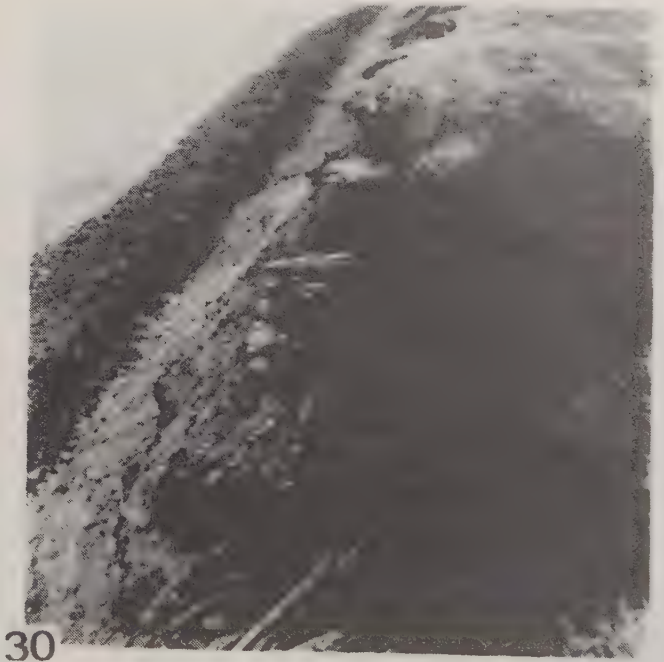
27



28

27 - Un cordon de galets (îles du Nord-Ouest). Excellent émoussé des galets de région périglaciaire.

28 - Falaise calcaire.



29 - Falaise dans le matériel meuble.

30 - Falaise dans le matériel meuble, soumise à l'érosion (les tombes sont éventrées).

31

32

31 - Plage immergée à - 20 m (devant l'Ile du Prince Charles) ; 32 - Plage immergée à - 20 m (devant l'Ile du Prince Charles).

33

34

33 - Contact entre le strandflat et la montagne. Le strandflat est à une trentaine de mètres d'altitude, les niveaux 111 m et 158 m se trouvent dans le col à l'arrière-plan (Aberdeenflya, Ile du Prince Charles).

34 - Le strandflat et la montagne. La plage soulevée est façonnée en sols polygonaux. On distingue les cordons plus élevés en arrière (Kvadehuk).

35 - Replats de versants (Ile du Prince Charles, Nord-Est). 36 - Un four à huile de baleine attaqué par l'érosion marine (Amsterdamöya).

Planche hors-texte I

LÉGENDE DES CROQUIS MORPHOLOGIQUES

Structure et relief

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

Hydrographie

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

Formes et formations glaciaires, fluvio-glaciaires et périglaciaires

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

Formes littorales et sous-marines

— falaises

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

— plages

58

59

60

61

62

Formes marines soulevées

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

STRUCTURE ET RELIEF

1 - Cotes d'altitude en mètres
2 - Cotes d'altitude des formes littorales
3 - Haute montagne
4 - Basse montagne
5 - Basse montagne aplanie
6 - Ligne de crête isoclinale de haute montagne
7 - Ligne de crête monoclinale de haute montagne
8 - Ligne de crête isoclinale de basse montagne
9 - Ligne de crête aux formes molles
0 - Barre rocheuse
1 - Versant
2 - Versant abrupt d'auge glaciaire
3 - Ressaut de versant
4 - Replat de versant
5 - Terrasse rocheuse et caillouteuse
6 - Entaille de ravin
7 - Cône de déjection
8 - Vallée encaissée
9 - Canyon
0 - Ligne de faille principale
1 - Ligne de faille secondaire
2 - Cassure principale
3 - Cassure secondaire
4 - Cuesta

YDROGRAPHIE

5 - Cours d'eau
6 - Cours d'eau temporaire
7 - Lagune
8 - Zones amphibies
9 - Lagune en voie de comblement
0 - Marécage
1 - Marécage avec couverture de plage
2 - Langue glaciaire
3 - Névé
4 - Glacier à couverture de blocs

ORMES ET FORMATIONS GLACIAIRES, FLUVIO-LACIAIRES ET PERIGLACIAIRES

5 - Moraine
6 - Moraine remaniée
7 - Crête de moraine symétrique
8 - Crête de moraine dissymétrique
9 - Surface moutonnée
0 - Plaine d'épandage pro-glaciaire actuelle (sandur)
1 - Sandur ancien
2 - Solifluxion
3 - Gélifracts
4 - Formes de thermokarst

FORMES LITTORALES ET SOUS-MARINES

- Falaises

45 - Basse et rocheuse (autour de 2 m)
46 - Basse et rocheuse, bordée d'un cordon
47 - Moyenne (autour de 8 m)
48 - Haute (autour de 20 m)
49 - Très haute (autour de 30 m)
50 - Bordée d'une plage (galets et sables)
51 - Dans du matériel meuble
52 - Elevée, dans du matériel meuble (20 m)
53 - Dans du matériel meuble et bordée d'une plage
54 - Bordée d'une plage et couverte d'une plage ancienne
55 - Falaise de glace
56 - Littoral dans les blocs
57 - Dans les blocs avec plage de maërl

- Plages

58 - Cordon littoral de galets
59 - Cordon littoral (galets, graviers, sables)
60 - Plage de sable
61 - Strandflat immergé sous faible profondeur
62 - Ecueils

FORMES MARINES SOULEVEES

63 - Falaise fossile
64 - Falaise fossile derrière cordon littoral
65 - Falaise fossile bordée d'une plage
66 - Falaise fossile atténuée
67 - Cordon de galets (ligne maîtresse)
68 - Cordons littoraux
69 - Petites crêtes de plage
70 - Dunes
71 - Ecueils
72 - Bas strandflat (depuis 0 jusqu'à 10 m)
73 - Bas strandflat avec couverture de plage
74 - Haut strandflat (de 60 m jusqu'à 10 m)
75 - Haut strandflat avec couverture de plage
76 - Plage soulevée (50 m)
77 - Plateforme très basse
78 - Surface sableuse
79 - Strandflat imparfaitement aplani
80 - Strandflat atrophié niveau inférieur
81 - Strandflat atrophié niveau supérieur
82 - Haute terrasse marine
83 - Plateforme karstique (niveau inférieur)
84 - Plateforme karstique (niveau supérieur)
85 - Gradins de type structural à retouches marines
86 - Haute surface (200 m)
87 - Haute surface aplanie (marine ?)

LEGENDE DES PLANCHES HORS-TEXTE II et III

1 - Montagne
2 - Basse montagne
3 - Ligne de crête
4 - Barre rocheuse
5 - Glacier
6 - Falaise de glace
7 - Moraine
8 - Lagune
9 - Falaise rocheuse
10 - Haute falaise rocheuse
11 - Falaise rocheuse bordée d'un cordon de galets
12 - Falaise rocheuse bordée d'une plage de sable
13 - Falaise dans les formations meubles
14 - Haute falaise dans les formations meubles
15 - Basse falaise rocheuse
16 - Cordon de galets et anciennes passes
17 - Plage de sable
18 - Falaise morte
19 - Ecueils fossiles
20 - Cordon ancien
21 - Replats de versants
22 - Faille principale
23 - Strandflat immergé
24 - Strandflat immergé avec cordons de galets
25 - Strandflat immergé avec accumulations de sable
26 - Strandflat immergé à écueils
27 - Plateforme non déterminée
28 - Plateforme non étudiée sur le terrain
29 - Strandflat rocheux à couverture de plage
30 - Avec solifluxion abondante
31 - Avec gélifraction prédominante
32 - Basse plateforme rocheuse
33 - Basse plateforme rocheuse à couverture de plage
34 - Basse plateforme sableuse
35 - Plage sableuse soulevée
36 - Strandflat mal aplani
37 - Grands versants
38 - Zones marécageuses
39 - Platier calcaire immergé
40 - Plateforme immergée à - 5 mètres
41 - Plateforme immergée à - 25 mètres

Planche Hors-Texte II – L'ILE DU PRINCE CHARLES – LES GRANDS TRAITS MORPHOLOGIQUES

Planche Hors-Texte III

LES STRANDFLATS DES RÉGIONS DU KONGSFJORD ET DU KROSSFJORD

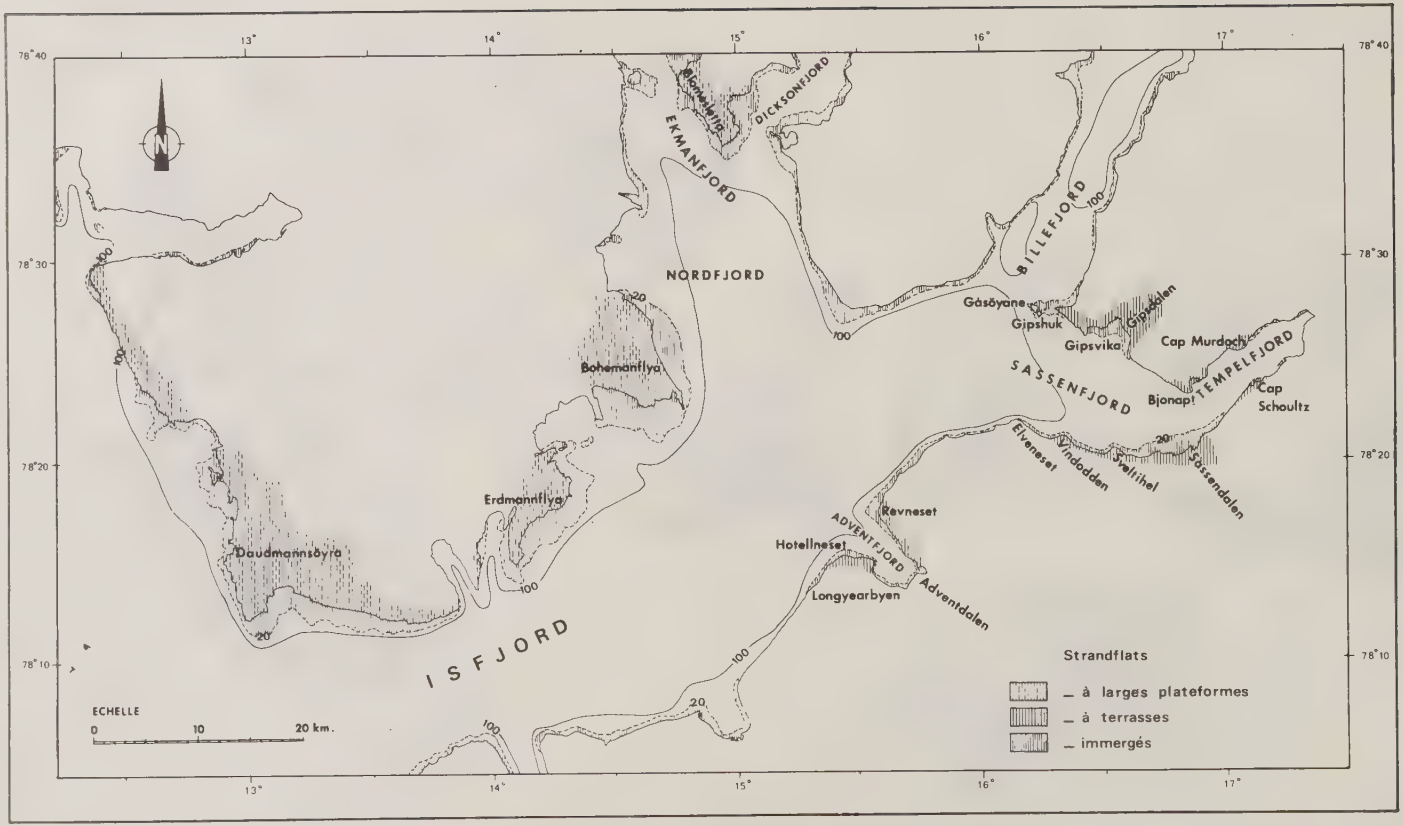


Planche Hors-Texte IV _ LES STRANDFLATS DE L'ISFJORD

Planche Hors-Texte V - CARTE BATHYMETRIQUE DU KONGSFJORD ET DU KROSSFJORD

Planche Hors-Texte VI - CARTE BATHYMÉTRIQUE DE L'ISFJORD